

République Algérienne Démocratique et Populaire

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

المعهد الوطني لعلوم البحر و قهبة الساحل

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



Mémoire

En vue de l'obtention du diplôme de

Magister

En Environnement- Ecosystèmes Littoraux

THEME

Etude du cycle biogéochimique du carbone dans le bassin algéro- provençal

Réalisé par :

MME BOUDJAKDJI – BOUHAFS MERIEM

Membres du jury :

Professeur B. Hamdi

Président (ISMAL)

Professeur M. Boulahdid

Examineur (ISMAL)

Dr. F. Hemida

Examineur (ISMAL)

Dr. N. Aït-Ameur

Examinatrice (ISMAL)

Dr. F. Louanchi

Directrice de thèse (ISMAL)

Résumé

La création des climatologies mensuelles des paramètres physico-chimiques (T, S, O₂, NO₃ ; PO₄, Si(OH₄)) à partir de la base de données MEDAR/MEDATLAS, (2002) dans le bassin algéro-provençal, nous a permis de suivre l'évolution décennale des caractéristiques hydrologiques et biogéochimiques des eaux dans le bassin occidental depuis les années 50.

Une augmentation perceptible des températures de surface d'environ 0.8°C est observée dans l'ensemble du bassin algéro-provençal. La hausse des concentrations des sels nutritifs de surface et en profondeur en réponse à l'augmentation des apports terrigènes et anthropiques se traduit par une augmentation de l'indice de fertilité au cours des années 80 et 90. Nous avons pu dériver des champs de PO₄ et d'O₂ la production nouvelle (NP) et la reminéralisation (RM). On obtient une NP de l'ordre de 34.3 mg C/m²/j et un rapport de reminéralisation de 77.47 % de la production nouvelle en subsurface pour tout le bassin. La production primaire (PP) dérivée des champs de chlorophylle est de l'ordre de 256 gC/m²/an

La modélisation des pCO₂ et TCO₂ grâce à un modèle semi-prognostique, (LOUANCHI et al, 1996) nous permet de voir qu'il y a une pénétration du carbone anthropique dans le bassin algéro-provençal estimée à environ 49 µmol/l depuis les années 50. Enfin les eaux superficielles du bassin algéro-provençal sont un puits de CO₂ pour l'atmosphère

Mot clefs : *Bassin algéro-provençal, évolution décennale, CO₂, sels nutritifs, production exportée.*

Abstract:

The creation of monthly climatology of physico-chemical parameters (T, S, O₂, NO₃, PO₄, Si (OH₄)) from the database MEDAR / MEDATLS, (2002) in the Algéro-provençal basin, has allowed us to track the decennial evolution of the biogeochemical and hydrological characteristics of the waters in the western basin since the 50's.

A significant increase in sea surface temperatures of about 0.8 ° C was observed in the whole algerian-provençal basin.

An increase of nutrients concentrations in surface and deep water in response to the increase of terrigenous and anthropogenic inputs has resulted in an increase in f ratio in the 80s and 90s.

We have calculated the new production (NP) and the shallow remineralization from phosphate and oxygen data. NP results are approximately 34.3 mgC/m²/j. the remineralization ratio is about 77.74% of the new production in subsurface. The primary production calculated from chlorophyll data is 256 gC/m²/yr on average.

The modeling of pCO₂ and TCO₂ using a semi-prognostic model, (LOUANCHI et al, 1996) allows us to see that anthropogenic carbon has invaded subsurface water of the algero-provençal basin by 48.7 µmol/l since the 50's. Finally the algerian-provençal water is a sink for atmospheric CO₂.

Key words: *Basin algerian-provençal basin, decadal variations, CO₂, nutrients, exported production.*

ملخص

إنشاء الكليمتولوجي الشهري للعوامل الفيزيائية الكيمائية
ميدار /مد اطلس (2002) في الحوض الجزائري بوفنسال، يسمح لنا بتتبع التطور العشري للخصائص
الهدرولوجية والبيوجيو كيميائية للمياه في الحوض الغربي منذ 1950 لوحظ ارتفاع محسوس لدرجات
الحراري السطحية بحوالي $0,8^{\circ}C$ في كل الحوض الجزائري -بروفنسال. زيادة كميات الأملاح المعدنية
في السطح والأعماق نتيجة لإرتفاع الإسهامات الأرضية والإنسانية يترجم بزيادة مؤشر الخصوبة خلال
الأعوام 80 و90. استطعنا من معطيات PO_4 و O_2 استخراج الإنتاج الجديد وإعادة الأملاح. تحصلنا
على إنتاج جديد بمقدار $43,3$ مغ C/m^2 /يوم ونسبة $77,47\%$ من تجديد الأملاح انطلاقا من الإنتاج
الجديد للمياه الوسطية الإنتاج الأولي بمقدار 256 غ C/m^2 في السنة مستخرجة من كميات اليخضور.
الحساب ل : PCO_2 و TCO_2 بواسطة النموذج (LOUANCHI et al, 1996) سمح لنا بملاحظة
دخول كميات الكربون غير الطبيعي بمقدار $71,5$ في الحوض الجزائري بروفنسال منذ 50 سنة.
أخيرا المياه السطحية هي بئر لثاني أكسيد الكربون في فصل الشتاء ومنبه في الصيف.

المفاتيح : الحوض الجزائري -بروفنسال- التطور العشري - - الأملاح المعدنية - الإنتاج المستورد.

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1. GENERALITES	2
1.1. Gaz à effet de serre et réchauffement climatique.....	2
1.1.1- Effet de serre naturel et effet de serre anthropique.....	2
1.1.2 - Evolution des teneurs de CO ₂ dans l'atmosphère.....	2
1.2. Du cycle naturel du carbone aux émissions anthropiques de CO ₂	4
1.2.1- cycle naturel du carbone.....	4
1.2.2 Les émissions anthropiques de CO ₂ et leurs impacts sur le cycle du carbone.....	6
1.3. Carbone océanique.....	7
1.3.1. Le système des carbonates.....	8
1.3.1.1. Equilibre chimique entre les formes dissoutes.....	8
1.3.1.2. L'alcalinité.....	9
1.3.1.3. Le pH.....	9
1.3.1.4. La pression partielle du dioxyde de carbone.....	10
1.4. Photosynthèse / respiration.....	10
1.5. Dissolution / précipitation des carbonates de calcium.....	11
1.6. Rapports élémentaires dis 'de Redfield'.....	11
1.7. Production primaire.....	12
CHAPITRE 2. HYDROLOGIE DE LA REGION ETUDIEE	13
2.1. Présentation de la zone d'étude.....	13
2.2. Météorologie, bilan hydrique et radiatif.....	14
2.3. Hydrologie et circulation générale des eaux dans le bassin occidental.....	14
2.3.1. Circulation des eaux de surface et profonde dans la Méditerranée occidentale.....	15
2.3.2. Eau Levantine Intermédiaire (LIW).....	16
2.3.3 Eau profonde de la Méditerranée occidentale (WMDW).....	17
CHAPITRE 3. MATERIEL ET METHODES	18
3.1. Les données utilisées.....	18
3.2. Traitement des données.....	20
3.2.1. Découpage de la zone d'étude.....	20
3.2.2. Réalisation des climatologies.....	20
3.2.3. Calculs effectués sur les données.....	25
3.2.3.1- Détermination de la couche de mélange océanique.....	25
3.2.3.2. Détermination de la production primaire.....	26
3.2.3.3. Détermination de la production nouvelle et de la reminéralisation.....	26
3.2.3.4. Détermination du f ratio facteur de fertilité.....	26
3.3. Description du modèle.....	28
3.3.1. Le mélange vertical.....	30
3.2.3. Les processus biologiques.....	30
3.3.3. Les effets du flux air-mer.....	32

3.3.4. Les processus thermodynamiques	34
3.3.5. Simulations effectuées	34
CHAPITRE 4. RESULTATS ET INTERPRETATION: CLIMATOLOGIES	35
4.1 Variations spatiales et temporelles.....	35
4.1.1. Evolution annuelle des paramètres hydrologiques	35
4.1.1.1. Cycles de la température et de la salinité.....	35
a- La température.....	35
b- La salinité.....	36
4.1.1.2. Diagramme TS	37
4.1.2. Evolution annuelle des paramètres biogéochimiques.....	40
4.1.2.1. Cycle des sels nutritifs et de l'oxygène dissous.....	40
4.1.2.2. Rapports élémentaires.....	43
4.1.3. Variations saisonnières des paramètres physico-chimiques.....	45
4.1.3.1. Température et Salinité.....	45
4.1.3.2. Anomalie en oxygène et distribution des Sels Nutritifs.....	50
CHAPITRE 5. RESULTATS ET INTERPRETATION: LES PRODUCTIONS.....	59
5.1. Production – Reminéralisation	59
5.1.1. Production primaire.....	59
5.1.2. Production nouvelle	60
5.1.3. Taux et rapports de reminéralisation	62
5.1.4. Distribution spatiale des productions.....	62
CHAPITRE 6. RESULTATS ET INTERPRETATION: MODELISATION	65
6.1. Evaluation des concentrations des sels nutritifs de l'oxygène dissous et des éléments du système du CO ₂ dans le bassin algéro- provençal à l'aide d'un model semi- pronostique.....	65
6.1.1. Résultat de la simulation pour les sels nutritifs et l'oxygène dissous	69
6.1.1.1. Validation des résultats du modèle en de sels nutritifs observées et des données simulées dans la couche de mélange.....	69
a- Le Bassin algérien.....	69
b- Le bassin Liguro- provençal.....	69
6.1.1.2. Validation des données d'oxygène dissous observées et des données simulées dans la couche de mélange	72
6.1.1.3. Processus contrôlant les variations saisonnières des sels nutritifs et de l'oxygène dissous.....	73
a- Le bassin algérien.....	73
b- Le bassin liguro-provençal.....	73
6.1.2. Résultat de la simulation pour TCO ₂	78
6.1.2.1. Variation annuelle de TCO ₂	78
6.1.2.2. Processus affectant les variations de TCO ₂	78
6.1.3. Résultat de la simulation pour pCO ₂	80
6.1.3.1 ΔpCO ₂	80
6.1.3.2. Processus affectant les variations de pCO ₂	82
6.1.3.3. Analyse des contributions des processus à l'échelle annuelle... ..	84

6.1.3.4. Etude du flux de CO ₂ air-mer.....	84
6.2. Evaluation des résultats du modèle.....	86
6.2.1. TCO ₂ de subsurface	86
CONCLUSION.....	89

REFERENCES BLIOGRAPHIQUE

ANNEXES

Liste des figures :

Figure 1 : Evolution de la température et des concentrations atmosphériques du CO ₂ et CH ₄ durant le dernier cycle climatique. Données obtenues du site de Vostok.....	3
Figure 2 : variation de la composition atmosphérique en CO ₂ pour différentes échelle de temps.....	3
Figure 3 : Le cycle océanique du carbone. Les flux (GtC an ⁻¹) et la taille des réservoirs (GtC) sont estimés pour les années 1980.....	6
Figure 4 : Représentation schématique du système des carbonates dans l'océan.....	7
Figure 5 : Cycle global de la matière organique dans l'océan.....	12
Figure 7 : Bathymétrie de la Méditerranée occidentale. Isolignes tracées tous les 300 m à partir de 200 m.	14
Figure 6 : Situation du bassin méditerranéen occidental.....	13
Figure 8 : Schéma de circulation général de MAW-WIW en mer Méditerranée occidentale d'après MILLOT (1999).....	16
Figure 9 : Schéma de la circulation générale de LIW-TDW en mer Méditerranée occidentale d'après MILLOT, (1999).....	17
Figure 10 : Schéma de la circulation générale de WMDW-TDW en mer Méditerranée occidentale d'après MILLOT, (1999).....	17
Figure 11 : Nombre de données total sur l'ensemble du bassin algéro- provençal de 1950 à 1999... 18	
Figure 12 : Distribution géographique des profils des données de la température, de la salinité, de l'oxygène dissous, des nitrates, des phosphates, des silicates et de la chlorophylle dans notre étude dans l'ensemble du bassin algéro-provençal de 1950 à 1999.....	19
Figure 13 : Division de la zone d'étude en grilles régulières.....	20
Figure 14 : Algorithme de calcul des climatologies mensuelles.....	21
Figure 15 : schématisation du rayon d'influence	22
Figure 16 : Algorithme de calcul des interpolations spatiales pondérées des climatologies mensuelles entre les différentes grilles	23
Figure 17 : schéma descriptif du fonctionnement de notre modèle	29
Figure18 : Cycles annuels de la température en surface (0m) dans le bassin algérien et le bassin liguro provençal pour les trois décennies étudiées.	35
Figure19 : Evolution décennale de la température en profondeur dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal pour les trois décennies étudiées.	36
Figure20 : Cycles annuels de la salinité en surface (0m) dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal pour les trois décennies étudiées.....	36
Figure 21 : Evolution décennale de la salinité en profondeur dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal pour les trois décennies étudiées.....	37
Figure22 : Diagrammes TS pour le bassin algérien	38
Figure23 : Diagrammes TS pour le bassin liguro-provençal.....	39
Figure 24 : Cycles annuels des nitrates (a), des phosphates (b) et des silicates (c) en surface (0m) dans le bassin algérien et dans le bassin liguro- provençal pour les trois décennies étudiées.....	40
Figure 25 : Cycles annuels de l'anomalie d'oxygène en surface (0m) dans le bassin algérien et dans le bassin liguro- provençal pour les trois décennies étudiées.....	41
Figure 26 : Evolution décennale des nitrates (a), des phosphates (b) et des silicates (c) en profondeur dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal pour les trois décennies étudiées.....	42

Figure 27 : Evolution décennale de l'anomalie en oxygène en profondeur dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal pour les trois décennies étudiées.....	43
Figure 28 : Distribution des températures de surface dans le bassin algéro-provençal en hiver (février) et en été (août) pour les trois décennies étudiées	46
Figure 29 : Distribution des salinités de surface dans le bassin liguro-provençal en hiver (février) et en été (août) pour les trois décennies étudiées.....	47
Figure 30 : Distribution des Températures à 200m de profondeur dans le bassin liguro-provençal en hiver (février) et en été (août) pour les trois décennies étudiées.....	48
Figure 31 : Distribution des salinités à 200 m de profondeur dans le bassin algéro -provençal en hiver (février) et en été (août) pour les trois décennies étudiées.....	49
Figure 32 : Distribution de l'Anomalie en oxygène en surface dans le bassin algero-provençal en hiver (février) et en été (août) pour les trois décennies étudiées	51
Figure 33 : Distribution des Nitrates en surface dans le bassin algéro -provençal en hiver (février) et en été (août) pour les trois décennies étudiées	52
Figure 34 : Distribution des Phosphates en surface dans le bassin algéro -provençal en hiver (février) et en été (août) pour les trois décennies étudiées	53
Figure 35 : Distribution des Silicates en surface dans le bassin algéro -provençal en hiver (février) et en été (août) pour les trois décennies étudiées	54
Figure 36 : Distribution de l'Anomalie en oxygène à 200m dans le bassin algéro- provençal en hiver (février) et en été (août) pour les trois décennies étudiées	55
Figure 37 : Distribution des Nitrates à 200m dans le bassin algéro -provençal en hiver (février) et en été (août) pour les trois décennies étudiées	56
Figure 38 : Distribution des Phosphates à 200m dans le bassin algéro -provençal en hiver (février) et en été (août) pour les trois décennies étudiées	57
Figure 39 : Distribution des Silicates à 200 m dans le bassin algéro -provençal en hiver (février) et en été (août) pour les trois décennies étudiées	58
Figure 40 : Production primaire en gC/m ² /an dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal pour les trois décennies étudiées.	59
Figure 41 : Evolution décennale de la production nouvelle (NP) en gC/m ² /an dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal.....	60
Figure 42 : Evolution décennale de la production nouvelle en gC/m ² /an calculée par les phosphates (NP-PO ₄) et celle calculée par l'oxygène dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal.....	61
Figure 43 : Evolution décennale de l'indice de fertilité dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal.	61
Figure 44 : Evolution décennale de la reminéralisation en gC/m ² /an (a) et du taux de reminéralisation (b) dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal.....	62
Figure 45 : Distribution des NP-PO ₄ et de NP-O ₂ dans le bassin algéro -provençal pour les trois décennies étudiées	63
Figure 46 : Distribution des RM-PO ₄ dans le bassin algéro -provençal pour les trois décennies étudiées	64
Figure 47 : Représentation mensuelle des contraintes : Couche de mélange (Z _m), Vents, (W), Température de surface (SST) et Chlorophylle (Chl) dans le bassin algérien pour chaque décennie.....	67
Figure 48 : Représentation mensuelle des contraintes : Couche de mélange (Z _m), Vents, (W), Température de surface (SST) et Chlorophylle (Chl) dans le bassin liguro- provençal pour chaque décennie.....	68
Figure 49 : Evolution annuelle des concentrations de PO₄ simulées et de PO₄ observées au niveau du bassin algérien et du bassin liguro- provençal pour les quatre décennies	70

Figure 50 : Evolution annuelle des concentrations de <i>NO₃ simulées</i> et de <i>NO₃ observées</i> au niveau du <i>bassin algérien</i> et du <i>bassin liguro- provençal</i> pour les quatre décennies	71
Figure 51 : Evolution annuelle des concentrations d' <i>O₂ simulées</i> et d' <i>O₂ observées</i> au niveau du bassin algérien et du bassin liguro- provençal pour les quatre décennies	74
Figure 52 : Représentation graphique des effets biologique et des effets du mélange sur <i>les phosphates</i> dans le <i>bassin algérien</i> et le bassin <i>liguro- provençal</i> pour les 4 décennies.....	75
Figure 53 : Représentation graphique des effets biologique et des effets du mélange sur <i>les nitrates</i> dans le <i>bassin algérien</i> et le bassin <i>liguro- provençal</i> pour les 4 décennies.....	76
Figure 54 : Représentation graphique des effets biologique et des effets du mélange sur <i>l'oxygène dissous</i> dans le <i>bassin algérien</i> et le bassin <i>liguro- provençal</i> pour les 4 décennies.....	77
Figure 55 : Evolution annuelle des valeurs de <i>TCO₂ simulées</i> dans les deux zones d'étude.....	78
Figure 56 : Représentation graphique des effets du mélange (M), des effets biologique (B) , des effets du flux à l'interface air-mer (F)et des effets de la température (T)sur <i>TCO₂</i> dans le <i>bassin algérien</i> et le <i>bassin liguro- provençal</i> pour les 4 décennies	79
Figure 57 : ΔpCO_2 simulées dans les deux zones d'étude pour les quatre situations décennales (0 : pré-anthropique ; 1 : années 50-60-70 ; 2 : années 80 ; 3 : années 90).....	80
Figure 58 : Représentation graphique des valeurs de <i>pCO₂ océaniques simulées</i> et des <i>pCO₂ atmosphériques</i> dans le bassin Liguro- provençal pour les <i>années 90</i>	81
Figure 59 : Représentation graphique des effets du mélange (M), des effets biologique (B), des effets du flux à l'interface air-mer (F) et des effets de la température (T)sur <i>pCO₂</i> dans le <i>bassin algérien</i> et le bassin <i>liguro- provençal</i> pour les 4 décennies	83
Figure 60 : Effets moyens pour les décennies 1, 2 et 3 du mélange (M), biologiques (B), du flux (F) et thermodynamiques (T) sur <i>pCO₂</i> dans les deux zones d'étude.....	84
Figure 61 : Evolution mensuelle des flux de <i>CO₂ simulés</i> dans le bassin algérien et le bassin liguro provençal pour toutes les décennies.	85
Figure 62 : Flux annuel de <i>CO₂</i> dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal.	86
Figure 63 : Représentation graphique des valeurs de <i>pCO₂ océaniques simulées</i> et des <i>pCO₂ atmosphériques</i> dans le bassin <i>liguro- provençal</i> pour les <i>années 90</i> calculées à partir des nouvelle contraintes de subsurface.	87

Liste des tableaux :

Tableau 1 : Réservoirs du carbone (hors couches profondes).....	4
Tableau 2 : Bilan global du CO ₂ pour les décennies 80 et 90 exprimé en Gt C/an.....	7
Tableau 3: Liste des paramètres extrait.....	13
Tableau 4 : pourcentage de remplissage des grilles pour chaque paramètre avant la 1 ^{ère} interpolation spatiale pondérée et après la dernière interpolation spatiale	24
Tableau 5: Taux de remplissage final des cases après calcul des moyennes par décennie.....	25
Tableau 6 : Coefficients biologiques utilisés dans le modèle	32
Tableau 7 : contraintes du modèle.....	34
Tableau 8 : Rapports élémentaires en Méditerranée.....	44
Tableau 9 : Production nouvelle (NP), Production Primaire (PP), Reminéralisation (RM), f -ratio, et taux de reminéralisation (%RM).....	62
Tableau 10: Données d'initialisation de surface (s) et de subsurface (b) appliquée par le model au niveau du bassin algérien et du bassin liguro- provençal pour les quatre décennies d'étude.....	66
Tableau 11 : Nouvelle contraintes de TCO ₂ de subsurface.....	87
Tableau 12: flux de CO ₂ en mol/m ² /an pour les deux zones étudiées sur les trois décennies et le pré- anthropique.....	88
Tableau 13 : Production exportée calculée par le modèle en gC/m ² /an et nouvelle production du chapitre 5	88

Introduction

Le rôle de l'océan dans le cycle du carbone ainsi que le fonctionnement de la « pompe biologique marine » du gaz carbonique sont des éléments clés dans la prévision de l'impact de l'activité humaine sur le climat au cours de ce siècle.

De par son système de circulation complexe, avec des zones de formation d'eaux profondes et des régions d'upwelling, on peut dire que la Méditerranée est un **modèle réduit d'océan** ou **océan miniature** (BETHOUX et al, 1999). De plus le temps de résidence relativement court de ces eaux de fond (de l'ordre de 100 ans) (BETHOUX et al, 1998a) fait que la Méditerranée est intrinsèquement très sensible aux changements climatiques que connaît notre planète.

La communication avec l'océan Atlantique via le détroit de Gibraltar, fait que les eaux méditerranéennes sont un élément très important de la circulation thermohaline globale. JOHNSON et al, (2002) rapportent même qu'une modification des caractéristiques hydrologiques (température et salinité) des eaux au détroit de Gibraltar pourrait avoir des conséquences sur la formation des eaux profondes en Atlantique Nord.

D'autre part, la situation géographique de la Méditerranée fait qu'elle est sujette à une pression anthropique croissante. Elle est considérée d'ailleurs comme une zone test des changements naturels et anthropiques.

Notre travail de thèse portera sur l'étude de l'évolution temporelle des traceurs conservatifs (température et salinité) et non conservatifs (oxygène dissous et sels nutritifs) dans le bassin algéro- provençal ainsi que l'étude du bilan du carbone par l'estimation de la production primaire et la détermination des flux de carbone à l'interface air- mer dans cette région. L'étude du cycle biogéochimique du carbone dans le bassin algéro- provençal a pour objectifs :

- D'évaluer le transfert de carbone de la surface vers le fond du bassin associé à la pompe biologique, ainsi que son évolution décennale.
- D'évaluer le rôle source où puits du bassin algéro- provençal et son évolution à l'échelle de quelques décennies.

Pour ce faire, la base des données MEDAR/MEDATLAS, (2002) présente un outil de choix dans notre travail sur le cycle biogéochimique du carbone car elle met à notre disposition une batterie de données physico-chimiques qui nous a permis de :

- 1- Etablir les climatologies mensuelles de la température, salinité, oxygène dissous, nitrates, phosphates et silicates dans le bassin algérien et le bassin liguro provençal et suivre leur évolution décennale en surface et en profondeur.
- 2- Estimer les productions biologiques à partir des méthodes indirectes et voir l'évolution décennale de la fertilité dans le bassin algéro- provençal
- 3- Modéliser les paramètres du cycle du carbone (TCO_2 , pCO_2).
- 4- Simuler l'évolution spatio-temporelle de pCO_2 dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal et identifier les zones puits et les zones sources de CO_2 depuis la période pré- industrielle jusqu'à la fin des années 90.

Le manuscrit de thèse est structuré de la manière suivante :

Dans le *premier chapitre* nous tâcherons de montrer l'importance de l'étude du cycle biogéochimique du carbone. Le *deuxième chapitre* est consacré à l'étude de l'hydrologie du bassin occidental. La méthodologie de travail pour la réalisation des climatologies et les méthodes de calcul des différents indices est abordée dans le *troisième chapitre*. Le *chapitre quatre* traite des résultats des climatologies mensuelles et de leur évolution décennale. Le *chapitre cinq* touche à l'étude des productions alors que le *chapitre six* est consacré à la modélisation de TCO_2 et de pCO_2 dans le bassin algérien et le bassin algéro-provençal et d'évaluer leur évolution depuis la période pré anthropique.

CHAPITRE1. GENERALITES

1.1. Gaz à effet de serre et réchauffement climatique:

Tous les moyens d'observation aujourd'hui disponibles (stations du réseau météorologique mondial, données océanographiques, ballons sonde, images satellitaires,...) nous donne une image d'ensemble d'une planète qui se réchauffe.

L'étude de l'évolution des températures dans l'hémisphère nord pour le dernier millénaire montre qu'après une légère baisse continue des températures entre le XI^e et le XIX^e, le taux d'augmentation et la durée de réchauffement au XX^e siècle n'ont connu aucun précédent durant tout le millénaire,(IPCC, 2001a).

Au cours de ce dernier siècle toutes les températures au niveau du sol ont augmenté de $0.6 \pm 0.2^{\circ}\text{C}$. La décennie 1990-1999 a été considérée comme la plus chaude du millénaire avec en point d'orgue l'année 1998 qui a enregistré les températures les plus élevées depuis qu'il existe des mesures instrumentales,(IPCC, 2001a).

1.1.1- Effet de serre naturel et effet de serre anthropique :

L'atmosphère terrestre est constituée essentiellement d'azote (78%) et d'oxygène (21%) et d'un grand nombre de gaz en beaucoup plus faible quantité comme la vapeur d'eau (H_2O), le dioxyde de carbone (CO_2), le méthane (CH_4), le protoxyde d'azote (N_2O) ou l'ozone (O_3).

De par leur faculté à absorber une partie du rayonnement infra rouge produit par le sol terrestre qui est réchauffé par le soleil, certains gaz présents dans l'atmosphère, et bien que très minoritaires, jouent un rôle capital dans la régulation des températures à la surface du globe. Ce phénomène, dit "*effet de serre naturel*", maintient la température moyenne de surface de la terre aux environs de 15°C alors qu'elle serait d'environ -18°C en l'absence de l'atmosphère terrestre.

La vapeur d'eau est le plus important des gaz à effet de serre, à la fois par sa concentration (environ 0.3% de la masse de l'atmosphère) et par son rôle climatique. On estime qu'elle est responsable d'un effet de serre naturel de $+ 20^{\circ}\text{C}$. C'est cependant un gaz qui est rarement pris en considération en tant que gaz à effet de serre car les perturbations anthropiques sur sa concentration sont très faibles.

Les concentrations de nombreux gaz à effet de serre ont augmenté sous l'effet direct ou indirect des activités humaines par l'utilisation des combustibles fossiles comme le charbon, le pétrole et le gaz naturel. Le CO_2 est le gaz qui contribue le plus à l'intensification de l'effet de serre. En effet 55% de l'effet de serre additionnel sur les années 1980 à 1990 lui sont attribués,(IPCC, 1990).

1.1.2 - Evolution des teneurs de CO_2 dans l'atmosphère :

L'évolution des concentrations du CO_2 dans l'atmosphère est connue sur de longues périodes de l'ordre de quelques milliers d'années grâce à l'analyse des bulles d'air piégées dans la glace du Groenland et de l'Antarctique. Des études menées sur le site de Vostoc en Russie ont montré des variations importantes de CO_2 et de CH_4 en corrélation très nette avec la température au cours des 160 000 dernières années. Il est intéressant de noter que les basses

températures durant la période de glaciation (entre 120 000 et 20 000 dernières années) sont associées aux faibles concentrations de CO₂ atmosphérique. (Figure1)

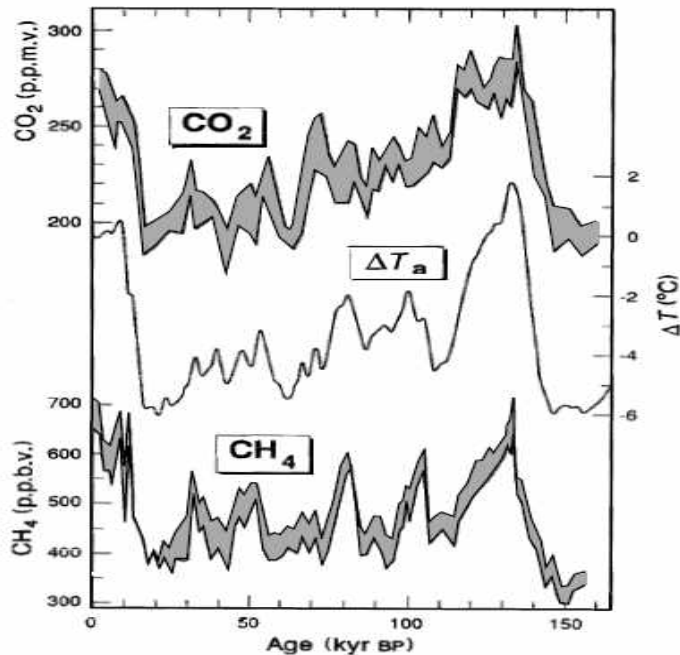


Figure 1 : Evolution de la température et des concentrations atmosphériques du CO₂ et CH₄ durant le dernier cycle climatique. Données obtenues du site de Vostoc. (LORIUS et al, 1990 in BEGOVIC, 2001)

Comparée à la stabilité relative de la concentration de CO₂ (280±10 ppm) durant les millénaires précédents, l'augmentation observée pendant l'ère industrielle est spectaculaire. Les teneurs de CO₂ atmosphérique sont passées de 280 ppm en 1750 à 367 ppm en 1999 soit un accroissement de 31 % (Figure 2). Ces valeurs n'ont jamais été atteintes au cours des 420 000 dernières années et probablement pas non plus au cours des 20 millions d'années précédentes, (IPCC, 2001a)

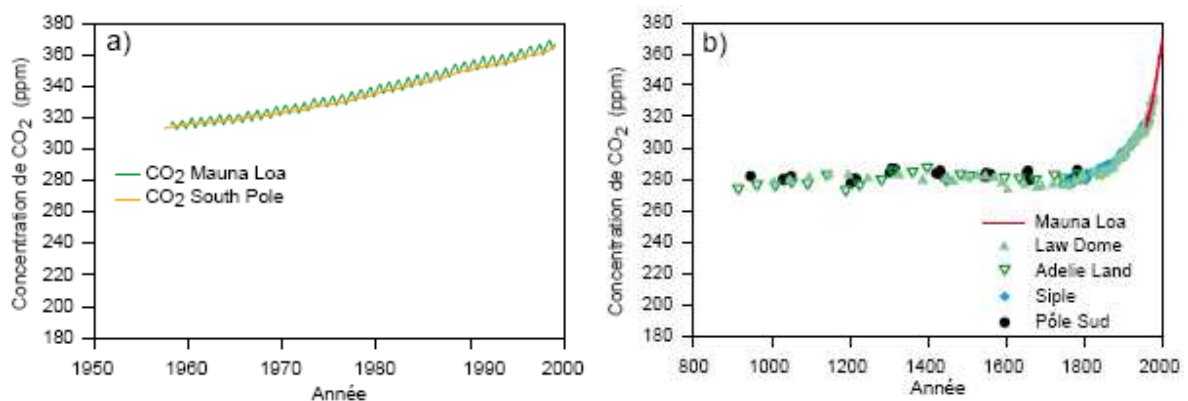


Figure 2: variation de la composition atmosphérique en CO₂ pour différentes échelle de temps. **a)** mesures directe à Hawaï et au pôle sud pour les 40 dernières années (les oscillations saisonnières sont dues à l'absorption du CO₂ par la végétation. **b)** reconstitution à partir de l'analyse de bulles d'air piégées dans la glace de l'antarctique. Les valeurs mesurées à Hawaï étant reportées par comparaison (en rouge), (IPCC, 2001a).

1.2. Du cycle naturel du carbone aux émissions anthropiques de CO₂ :

Le carbone est un élément clef de la vie sur terre, son recyclage influence particulièrement la productivité biologique et le climat. Son cycle biogéochimique est très complexe, il implique à la fois des processus qui agissent en milieu terrestre et en milieu océanique et où interviennent des réactions chimiques et biologiques.

Quatorzième élément constitutif de notre planète en terme d'abondance, le carbone est omniprésent dans l'environnement (tableau 1), où il existe sous deux formes : le carbone organique (C_{org}) qui est produit par des organismes vivants (photosynthèse, respiration, oxydation de la matière organique) et qui est lié à d'autres carbones ou à des éléments comme l'hydrogène (H), l'azote (N) ou le phosphore (P) dans les molécules organiques ou les hydrocarbures. Le carbone inorganique (C_{inorg}) est celui qui est associé à des composés inorganiques, et qui ne contiennent pas de lien C-C ou C-H, comme par exemple le carbone du CO₂ atmosphérique ou celui des calcaires CaCO₃.

Tableau 1 : Réservoirs du carbone (hors couches profondes). (KUMP et al, 1999 in AUDIBERT, 2003)

Grands réservoirs de C	Contenue en Gt C (10¹⁵g C)
CH ₄ atm	10
Biomasse vivante (matière organique)	610
CO ₂ océanique dissous	740
CO ₂ atmosphérique	760
Ions carbonates océaniques	1300
Carbone organique dans les sols et sédiments	1600
Réserves connues de combustibles fossiles	4200
Ions carbonates océanique	37 000
Carbone organique des roches sédimentaires	10 000 000
Calcaire des roches sédimentaires	40 000 000

1.2.1- cycle naturel du carbone :

La plus grande partie du carbone est retenue dans la lithosphère sous forme de carbonate, de carbone fossile et de sédiment. L'océan est le deuxième réservoir par importance, il est toutefois séparé en deux parties : la couche de mélange océanique dans laquelle les échanges avec l'atmosphère s'effectuent et l'océan intermédiaire et profond.

Afin de simplifier, le cycle du carbone peut être décomposé en plusieurs sous- cycles en fonction de son temps de stockage dans les réservoirs et de la nature des réactions chimiques (carbone organique et inorganique). Néanmoins, il est important de noter que toute hiérarchisation en sous cycle est artificielle, puisque les processus physiques, chimiques et biologiques agissent ensemble et sont intimement liés.

Les échanges de carbone sont influencés par des processus de nature géologique qui opèrent sur des milliers et des millions d'années. Les flux de carbone reliés à ces processus

sont faibles. En revanche, les réservoirs sont immenses, des quantités énormes de carbone sont de ce fait déplacées sur de longues périodes de temps.

L'altération chimique des roches continentales convertit le CO₂ dissous dans les eaux météoriques (eaux de pluies et des sols) en ions carbonates qui sont transportés dans les océans par les eaux de ruissellement. Il est intéressant de noter que le flux de carbone transporté par les rivières vers l'océan est de l'ordre de 0.8 Gt C par an, (IPCC, 2001b).

Par ailleurs, les organismes marins combinent les ions bicarbonates aux ions calcium présents dans l'océan pour sécréter leur squelette ou leur coquille de CaCO₃. Une partie des carbonates de calcium se dissout dans la colonne d'eau et sur les fonds océaniques, l'autre partie s'accumule sur les planchers océaniques et est éventuellement enfouie pour former des roches sédimentaires carbonatées. Ces dernières sont ramenées à la surface après plusieurs dizaines de millions d'années par les mouvements tectoniques. Une partie du carbone des roches carbonatées est recyclée dans les magmas de subduction et retournée à l'atmosphère sous forme de CO₂ émis par les volcans.

D'autre part, les matières organiques enfouies dans les sédiments et les roches sédimentaires sont transformées en combustibles fossiles. Grâce à des phénomènes tectoniques, ces combustibles remontent en surface où ils sont oxydés par l'air ou par les eaux souterraines oxygénées qui libèrent le CO₂ dans l'air ou les rivières.

Le processus de base du recyclage du carbone à court terme est le couple photosynthèse/respiration, c'est-à-dire la conversion du C_{inorg} du CO₂ en C_{org} par la photosynthèse, et subséquent l'inverse, la conversion du C_{org} de la matière organique en C_{inorg} par la respiration et la fermentation (en absence d'O₂).

Il est intéressant de signaler que la totalité du carbone organique produite lors de la photosynthèse des plantes terrestres ou de la biomasse phytoplanctonique marine est appelée GPP (ou Gross Primary Production). La NPP (ou Net Primary Production) quant à elle, représente la quantité de carbone restante après la respiration.

Dans les océans (figure 3), la GPP du phytoplancton est estimée à 103 PgC / an, (IPCC, 2001b). La NPP quant à elle est estimée à 45 PgC/an (IPCC, 2001b). Environ 14 à 30 % de cette production a lieu dans les régions côtières. Le phytoplancton est consommé par le zooplancton, du carbone organique est redissous lors de la respiration (respiration hétérotrophe).

Les flux de POC (*Particulate Organic Carbon*) et de DOC (*Dissolved Organic Carbon*) exportés hors de la couche de mélange océanique sont de l'ordre de 10 à 20 Pg C / an (FALKOWSKI et al, 1998 in IPCC, 2001b). Une fraction infime (0.1 PgC) de cette production dite *exportées* arrive au fond et est enfouie dans les sédiments (GATTUSO et al, 1998 in IPCC, 2001b). (MILLIMAN, 1993 in IPCC, 2001b) a estimé que sur le flux de carbonate de calcium produit par l'activité biologique et exporté vers l'océan profond, seulement la moitié va être enfouie dans les sédiments, l'autre étant redissoute en dessous de la lysocline.

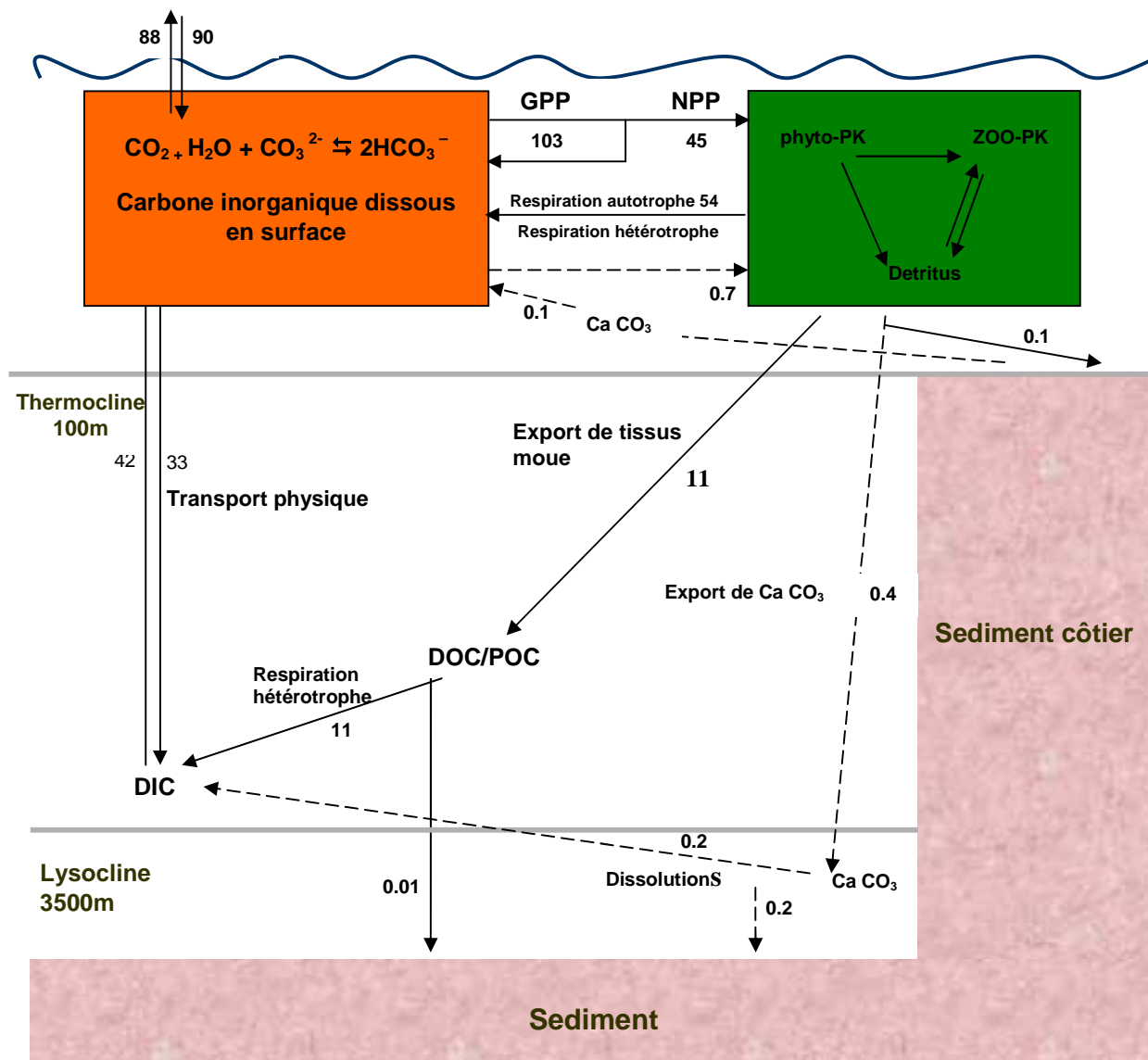


Figure 3: Le cycle océanique du carbone. Les flux (GtC an⁻¹) et la taille des réservoirs (GtC) sont estimés pour les années 1980, (adapté de IPCC, 2001b)

1.2.2 Les émissions anthropiques de CO₂ et leurs impacts sur le cycle du carbone :

Plus des trois quarts des émissions anthropiques de CO₂ dans l'atmosphère au cours des 20 dernières années sont dus à la combustion des combustibles fossiles.

Selon MARLAND et al (1998 in AUDIBERT, 2003), la quantité de CO₂ rejetée dans l'atmosphère entre 1850 et 1998 par l'utilisation de combustibles fossiles et la production de ciment est estimée à environ 270 (±30) Gt C. Les émissions dues aux modifications de

l'utilisation des sols touchant particulièrement les écosystèmes forestiers sont évaluées à environ 136 (± 55) GtC, (IPCC, 2000).

Le CO₂ étant une molécule stable dans l'atmosphère, de telles quantités auraient dû conduire à des concentrations atmosphériques en CO₂ de l'ordre de 450 ppmv à la fin du XX^{ème} siècle. Or, il n'en est rien puisque l'augmentation observée n'est que de 28%, au lieu de 58%. En effet, les concentrations atmosphériques sont passées de 285 ppm à 386 ppm entre 1850 et 2007, ce qui démontre l'existence d'une absorption d'environ la moitié des rejets annuels de CO₂ anthropique par les océans et les continents (Tableau 2).

Le cycle du carbone est fortement perturbé par les activités humaines. Cette perturbation du CO₂ se propage à la fois au climat terrestre à travers l'effet de serre, à la biomasse en tant qu'élément constitutif de toutes les molécules organiques, et à la géochimie marine par acidification des eaux de surface.

Tableau 2 : Bilan global du CO₂ pour les décennies 80 et 90 exprimé en Gt C/an. (IPCC, 2001). Les termes positifs sont les flux en direction de l'atmosphère.

Sources	Décennie 80 Flux en Gt/an	Décennie 90 Flux en Gt/an
Emissions fossiles	5.4 \pm 0.3	6.3 \pm 0.6
Accumulation atmosphérique	-3.3 \pm 0.1	-3.3 \pm 0.2
Puits océanique	-1.9 \pm 0.5	-2.3 \pm 0.8
Flux net continental	-0.2 \pm 0.7	-0.7 \pm 1.0
dont :		
- Changement d'utilisation des terres (déforestation)	1.7	1.6
- Puits continental résiduel	-1.9	-2.3

1.3. Carbone océanique :

L'océan absorbe approximativement 30 à 40 % de l'excès de CO₂ atmosphérique provenant de l'action humaine. Le flux de dioxyde de carbone à travers l'interface air-mer est contrôlé par la pression du CO₂ dans l'atmosphère et dans les eaux de surface.

Une fois que le CO₂ se trouve en solution, il s'équilibre avec les ions carbonates et bicarbonates de l'océan, (figure 4).

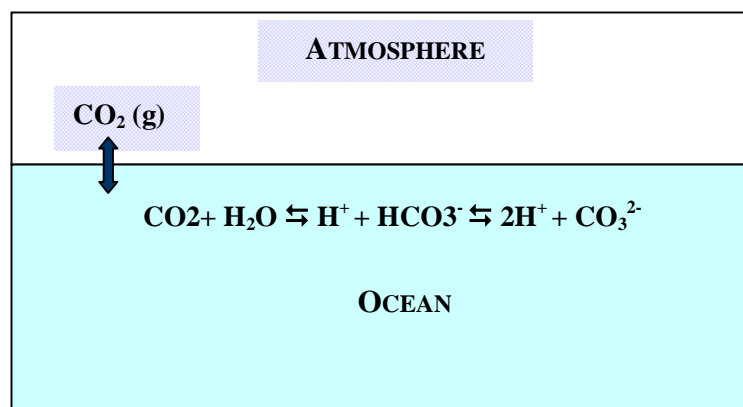


Figure 4: Représentation schématique du système des carbonates dans l'océan.

1.3.1. Le système des carbonates :

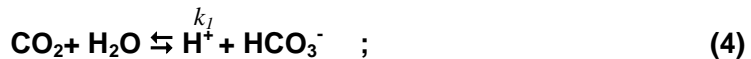
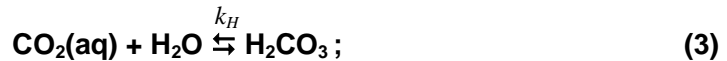
L'océan représente un réservoir de 37 900 Pg C (10^{15} gC) de carbone inorganique dissous avec des concentrations moyennes de 2.35 mmol/kg (HOLMEN, 1992). En effet 95% du carbone se trouvant dans l'eau de mer est sous forme de molécule inorganique : deux formes neutre, le $\text{CO}_{2\text{aq}}$ et le H_2CO_3 et deux formes ioniques, HCO_3^- et CO_3^{2-} .

La somme de toutes ces formes représente TCO_2 elle est donnée par la relation suivante :

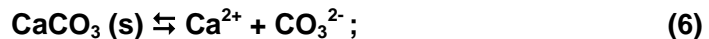
$$\text{TCO}_2 = \text{CO}_{2\text{aq}} + \text{H}_2\text{CO}_3 + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}. \quad (1)$$

1.3.1.1. Equilibre chimique entre les formes dissoutes :

Le CO_2 en solution est thermodynamiquement contrôlé par une série d'équilibre:



Par ailleurs la concentration des ions CO_3^{2-} contrôle le taux de dissolution et de précipitation de CaCO_3 dans l'océan selon la relation (5)



Il est à noter que les ions bicarbonates constituent 90% du TCO_2 , les carbonates 9%, le dioxyde de carbone et l'acide carbonique 1%. Les faibles concentrations de ces deux dernières espèces font qu'en pratique, il n'y a pas de différenciation entre elles, la somme de leur concentration est usuellement écrite : $\text{CO}_2 = \text{CO}_{2\text{aq}} + \text{H}_2\text{CO}_3$.

Les équilibres chimiques entre les formes gazeuse et dissoutes du CO_2 sont définis par les constantes d'équilibres thermodynamiques k_0 , k_1 , et k_2 , qui sont représentées en termes d'activité :

$$k_0 = \{\text{CO}_2\} / p \text{CO}_2 \quad (7)$$

$$k_1 = \{\text{H}^+\} \{\text{HCO}_3^-\} / \{\text{CO}_2\} \quad (8)$$

$$k_2 = \{\text{H}^+\} / \{\text{CO}_3^{2-}\} \{\text{HCO}_3^-\} \quad (9)$$

Du fait de la difficulté voire de l'impossibilité de mesurer l'activité des différents ions, on utilise les constantes dites apparentes qui sont calculées en fonction des concentrations molaires des espèces et non plus de leurs activités :

$$k_0' = [\text{CO}_2] / p \text{CO}_2 \quad (10)$$

$$k_1' = [\text{H}^+] [\text{HCO}_3^-] / [\text{CO}_2] \quad (11)$$

$$k_2' = [\text{H}^+] / [\text{CO}_3^{2-}] [\text{HCO}_3^-] \quad (12)$$

La constante k' dépend de la pression, de la température et contrairement aux constantes thermodynamiques, de la force ionique (par l'intermédiaire de la salinité). Elles sont évaluées en fonction d'une échelle de pH choisie (MILLERO, 1995).

1.3.1.2. L'alcalinité :

La distribution de l'alcalinité dans les eaux de surface est principalement contrôlée par les facteurs qui gouvernent la salinité (BROCKER and PENG, 1982). D'autres processus non conservatifs comme la précipitation et la dissolution des carbonates de calcium peuvent contribuer aux variations de l'alcalinité totale (BREWER et GOLDMAN, 1976 *in* MILLERO et *al.*, 1998). A la différence des sels nutritifs et des autres variables du système du CO_2 (TCO_2 , pH et pCO_2), les processus biologiques comme la photosynthèse et l'oxydation de la matière organique ont peu d'influence sur l'alcalinité (REDFIELD et *al.*, 1963) ; de même, les échanges de CO_2 avec l'atmosphère ne modifient pas l'alcalinité (ZEEBE and WOLF-GLADROW, 2001)

L'alcalinité totale des eaux de mer correspond à l'équilibre des charges électriques portés par les ions majeurs de l'eau de mer, (COPIN-MONTEGUT, 1988).

DICKSON, (1980 *in* DOE, 1994) définit l'alcalinité totale (ou de titration) comme le nombre de moles d'ions H^+ nécessaires pour neutraliser l'excès d'accepteurs de proton (les bases formées à partir d'acides faibles avec une constante de dissociation $k \leq 10^{-4.5}$, à 25°C , à force ionique nulle) sur les donneurs de proton (acide avec $K > 10^{-4.5}$).

$$\begin{aligned} \text{AT} = & [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{B}(\text{OH})_4^-] + [\text{OH}^-] + [\text{HPO}_4^{2-}] + 2[\text{PO}_4^{3-}] \\ & + [\text{H}_3\text{SiO}_4^-] + [\text{NH}_3] + [\text{HS}^-] - [\text{H}^+]_F - [\text{HSO}_4^-] - [\text{HF}] - [\text{H}_3\text{PO}_4] \end{aligned} \quad (13)$$

$[\text{H}^+]_F$ représente la concentration des ions d'hydrogène libres.

1.3.1.3. Le pH:

Le pH de l'eau de mer est essentiellement gouverné par le système des carbonates et des borates. Dans les eaux de surface les valeurs de pH sont généralement comprises entre 8.0 et 8.3. Elles peuvent même atteindre 8.5 en présence d'une forte activité photosynthétique consommatrice de CO_2 . Par ailleurs, une addition de CO_2 dans les eaux par transfert du CO_2 atmosphérique, par respiration ou par oxydation de la matière organique provoque une diminution du pH par la transformation des ions carbonates (qui vont s'associer au CO_2 dissous en excès pour le neutraliser) en bicarbonates.

L'effet tampon de l'océan en cas d'excès de CO_2 peut se résumer dans la réaction ci-dessous :



Le pH est un bon indicateur des processus biologiques et physiques qui ont lieu dans la colonne d'eau en reflétant l'état thermodynamique des couples acide/base du système du CO_2 .

1.3.1.4. La pression partielle du dioxyde de carbone :

Le dioxyde de carbone est un gaz atmosphérique, sa pression partielle actuelle est de 385 μatm . Sa dissolution dans l'eau de mer obéit à la loi de Henry :

$$[\text{CO}_2] = K_0' p\text{CO}_2 \quad (15)$$

Avec :

- * $[\text{CO}_2]$: concentration du CO_2 dissous dans l'eau (mol kg^{-1})
- * $p\text{CO}_2$: pression partielle du CO_2 dans l'atmosphère (atm).
- * K_0' : coefficient de solubilité du CO_2 ($\text{mol kg}^{-1} \text{atm}^{-1}$), il dépend de la température et de la salinité.

Dans les conditions naturelles, l'équilibre océan- atmosphère n'est presque jamais réalisé. Dans les eaux de surfaces, les phénomènes physiques et biologiques provoquent des écarts à la saturation que la lenteur des échanges avec l'atmosphère ne parvient pas à résorber. Quant aux eaux profondes elles sont complètement isolées de l'atmosphère. L'accumulation et la décomposition de déchets organiques en leur sein provoquent des sursaturations qui peuvent atteindre 2000 μatm , (COPIN MONTEGUT, 1998).

D'une manière générale, $p\text{CO}_2$ est estimé en supposant que CO_2 est un gaz parfait. Lorsque CO_2 est considéré comme un gaz réel le terme de fugacité de CO_2 ($f\text{CO}_2$) est alors employé. La fugacité d'un gaz non idéal est définie comme la pression f sous laquelle devrait se trouver ce gaz s'il était parfait pour posséder la même enthalpie libre qu'il possède sous la pression p .

Selon WEISS (1974 *in* ZEEBE and WOLF-GLADROW, 2001), la fugacité peut être confondue avec la pression partielle pour les applications qui ne requièrent pas une précision supérieure à 0.7%. Pour une échelle de température de 0°C à 30°C, $f\text{CO}_2$ est 3‰ à 4‰ plus petite que $p\text{CO}_2$ à une pression constante de 1 atm. Pour $p\text{CO}_2$ égale à 360 μatm , la différence n'est que de l'ordre de 1 μatm (ZEEBE and WOLF-GLADROW, 2001).

Enfin, il est intéressant de noter que $f\text{CO}_2$, pH, TCO_2 et AT sont des grandeurs mesurables. La connaissance seulement de deux de ces paramètres permet d'en calculer les autres à partir des constantes de dissociation de l'acide carbonique, l'acide borique, l'eau et certains acides mineurs tels que l'acide phosphorique et silicique. (LEE and MILLERO, 1995). Il faut aussi connaître T et S bien sûr pour calculer les constantes.

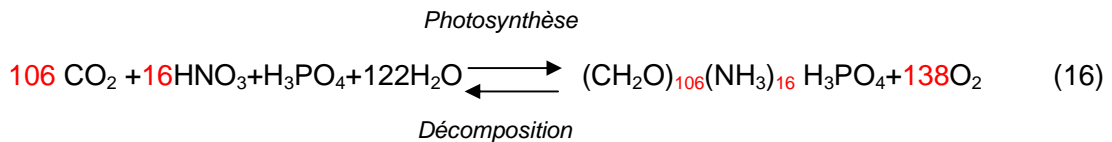
1.4. Photosynthèse / respiration :

L'activité biologique se déroule dans la couche euphotique et est composée de deux parties bien distinctes qui ont des effets opposés sur la pression partielle du CO_2 à la surface des océans. D'une part, *la photosynthèse* par le phytoplancton transforme le CO_2 dissous et les nutriments en matière organique ce qui entraîne une diminution de $p\text{CO}_2$ (pompe biologique). D'autre part *la formation des testes calcaires* par certaines espèces autotrophes a pour conséquence une augmentation de celui-ci, (Contre pompe des carbonates).

La photosynthèse :

Le phytoplancton sous l'effet de la lumière et en présence de sels nutritifs et de CO₂ se développe, produit de la matière organique par photosynthèse et libère de l'oxygène.

D'après Redfield et al (1963), l'utilisation des sels nutritifs lors de la photosynthèse de la biomasse phytoplanctonique produit 138 moles d'O₂ par mole de P, la décomposition du plancton en consomme la même quantité selon le bilan réactionnel ci-dessous :



La respiration :

La matière organique ainsi formée en surface est ensuite en grande partie oxydée et biodégradée par le processus de *respiration* (par dégradation bactérienne le plus souvent), soit dès la surface, soit au cours de sa sédimentation dans les eaux profondes: les eaux sous-jacentes sont enrichies en CO₂, les sels nutritifs y sont minéralisés et l'oxygène est utilisé lors de ces processus (Figure 5).

1.5. Dissolution / précipitation des carbonates de calcium

Certaines espèces de plancton : les coccolithophoridés et les foraminifères utilisent les carbonates de calcium de l'eau de mer pour constituer leurs parties dures. Cette formation de carbonates de calcium particulière entraîne une diminution de l'alcalinité et de TCO₂. La formation d'une mole de CaCO₃ s'accompagne donc de la diminution d'une mole de TCO₂ et de deux moles d'alcalinité, ce qui a pour effet d'augmenter pCO₂ selon la réaction suivante :



A la mort des organismes, les débris calcaires provenant des eaux superficielles sursaturées se re-dissolvent, en restituant des ions CO₃²⁻ et Ca²⁺ au milieu marin, sous une profondeur critique localisée bien en dessous de la zone euphotique (environ 1000 m).

1.6. Rapports élémentaires dit de Redfield :

L'assimilation des composants nutritifs et leur régénération à partir du matériel biogénique se fait dans des proportions bien déterminées qu'on a appelé rapport bio- chimique de Redfield. Après plusieurs travaux, REDFIELD et al, (1963) ont donné les rapports suivants par l'analyse de la composition chimique de la matière organique planctonique:

$$\text{P/N/C/-O}_2 = 1/16/106/138 \quad (18)$$

Cependant les travaux menés par Anderson, (1995) sur la composition biochimique du plancton suggèrent que le rapport d'oxydation de la matière organique (-O₂/P=138) est sous estimé si l'on prend en considération les résultats récents des analyses de la composition métabolique du phytoplancton marin. Cet auteur propose un rapport -O₂/P égale à 150. Nous avons opté pour l'utilisation de ce dernier rapport dans notre étude.

Les rapports de Redfield sont d'un grand intérêt dans les études océanographiques, ils permettent d'estimer l'utilisation des sels nutritifs les uns par rapport aux autres (ANDERSON and

SARMIENTO, 1994). Ils sont généralement utilisés pour identifier les particularités du fonctionnement des écosystèmes marin et sont d'une grande importance dans l'élaboration de modèle biogéochimique, (BETHOUX et al, 2001).

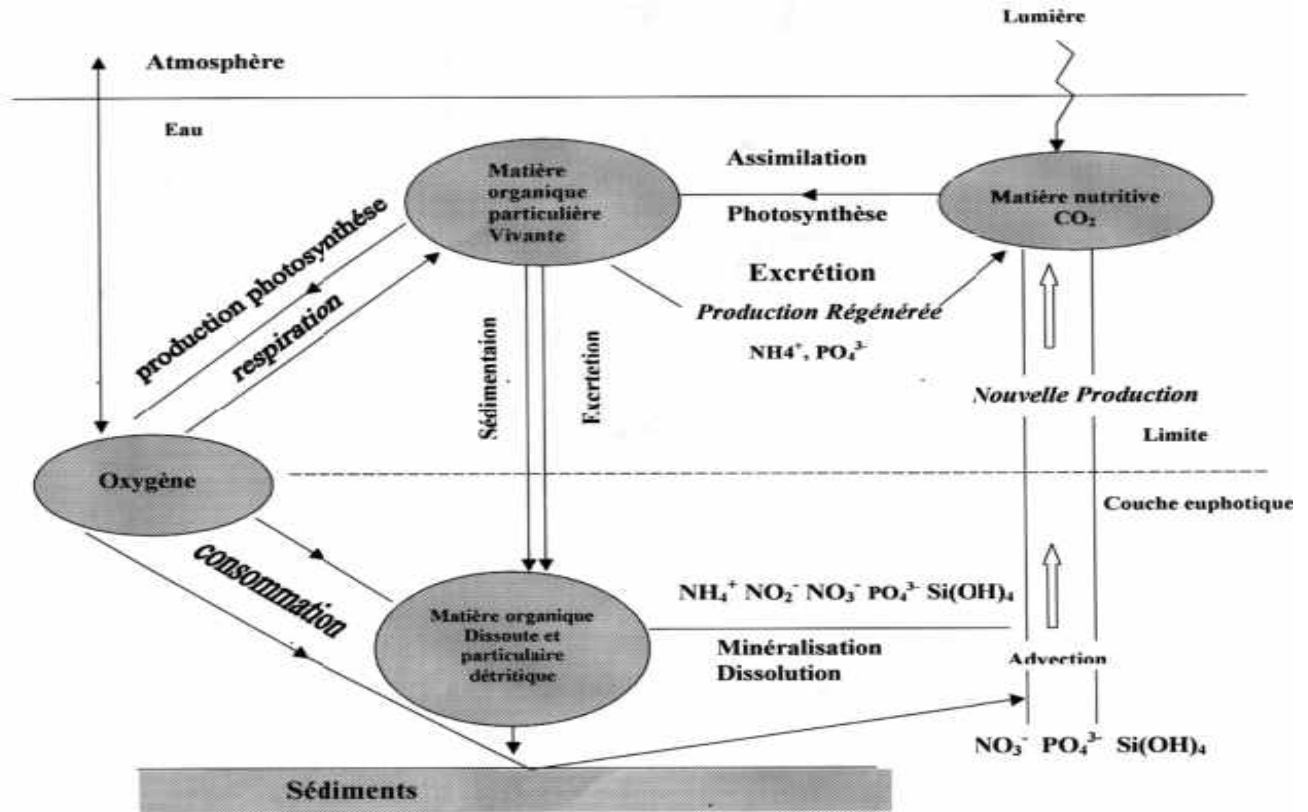


Figure 5 : Cycle global de la matière organique dans l'océan (JACQUES et TREGUER, 1986)

1.7. Production primaire :

La production primaire est synonyme de production autotrophe qui signifie la synthèse de matière organique à partir de matière minérale par l'activité d'organismes photosynthétiques (ou chimiosynthétiques), en transformant l'énergie lumineuse en énergie chimique potentielle stockée dans les composants organiques des tissus du vivant (FRONTIER et PICHOD-VIALE, 1998), elle est quantifiée en $\text{gC.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$.

La détermination de la **production primaire** est primordiale dans l'évaluation du transfert de carbone des eaux superficielles vers les eaux profondes.

Selon la source des sels nutritifs assimilés, la production primaire comprend deux types de production : **La production nouvelle** qui est définie comme étant la fraction de production primaire régulée par l'apport en nutriments " nouveaux " (habituellement associés aux nitrates) dans la couche euphotique (DUGDALE and GOERING, 1967) et **la production régénérée** qui est alimentée par le recyclage *in situ* de la matière organique (reminéralisation et excrétion par les organismes hétérotrophes)(EPPLEY and PETERSON, 1979).

CHAPITRE 2. HYDROLOGIE DE LA REGION ETUDIEE

2.1. Présentation de la zone d'étude:

La Méditerranée est une mer semi- fermée insérée entre les masses continentales montagneuses du sud de l'Europe, de l'ouest de l'Asie et du nord de l'Afrique. Elle est séparée de l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar (env. 300m de profondeur) et est constituée d'une succession de différents bassins aux caractères morphologiques bien différenciés, séparés par des détroits ou des chenaux.

Dans sa partie occidentale on distingue deux bassins profonds, le bassin algérien et le bassin liguro-provençal, et la mer Tyrrhénienne qui sont séparés du bassin oriental par le détroit de Sicile (env. 400m de profondeur).

Notre zone d'étude est située dans la partie Ouest de la Méditerranée occidentale et s'étend de la mer d'Alboran jusqu'au bassin algéro- provençal. Elle est reliée à l'ouest à l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar et est limitée au sud par les côtes algériennes et marocaines, au nord par les côtes françaises (Provence- côte d'Azur) et les côtes espagnoles. A l'est elle jouxte la Corse et la Sardaigne,(Figure 6)

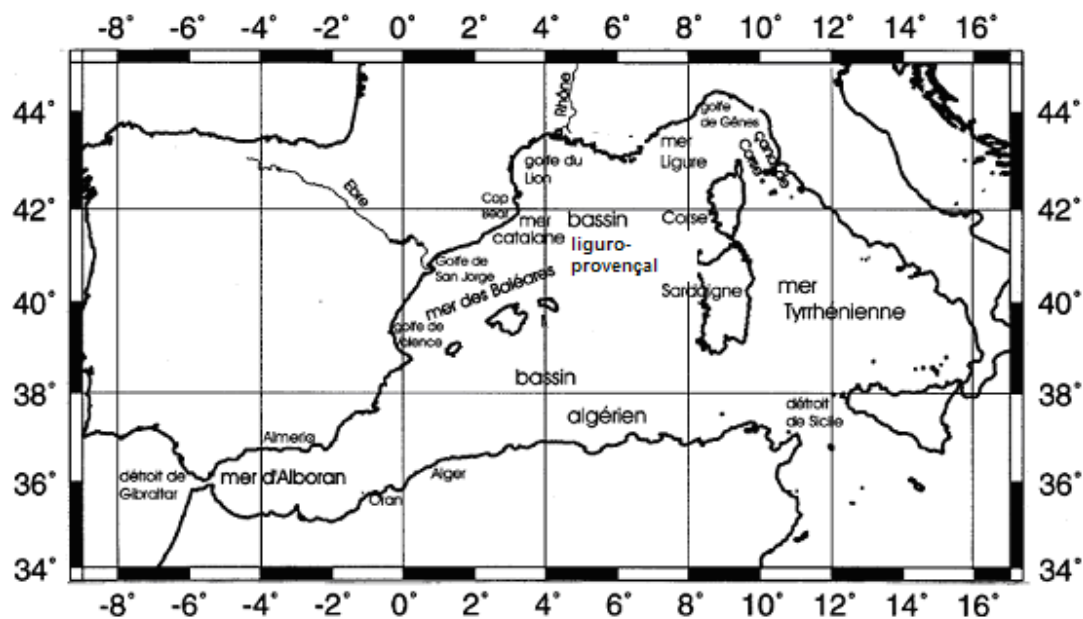


Figure 6 : Situation du bassin méditerranéen occidental. (WESSEL and SMITH, 1995 in OBATON, 1998)

La profondeur moyenne est de 1500 m, et elle dépasse les 2600 m dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal. La topographie de la région (figure 76) montre l'absence presque complète de plateaux continentaux hormis celui du golfe du Lion et ceux du golfe de Saint Jorge respectivement au nord et au sud de l'embouchure de l'Ebre (côte espagnole).

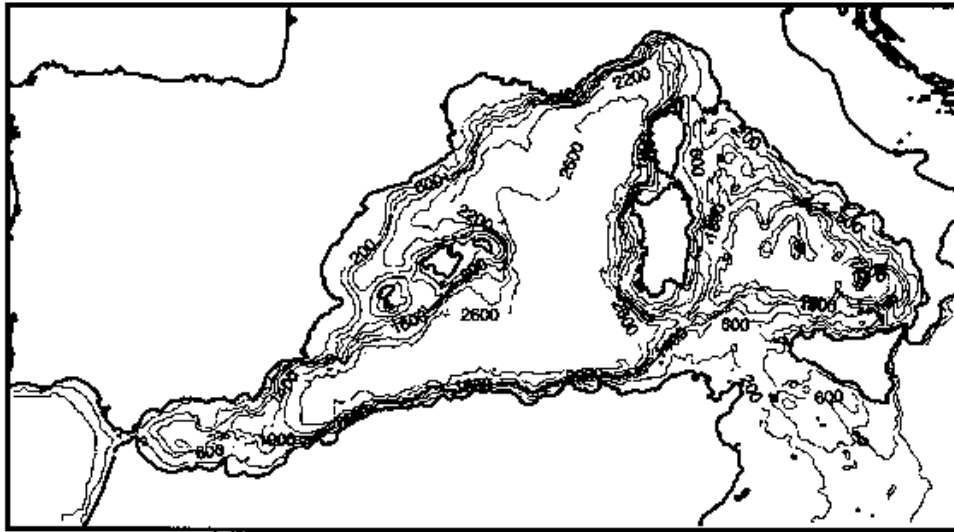


Figure 7 : Bathymétrie de la Méditerranée occidentale. Isolignes tracées tous les 300 m à partir de 200 m, (OBATON, 1998).

2.2. Météorologie, bilan hydrique et radiatif :

De par sa position géographique la méditerranée subit un climat continental caractérisé par de faibles précipitations et apport de fleuves et une forte évaporation. Il en résulte un déficit annuel de 0.9 m par an (BETHOUX, et *al*, 2001). Par le détroit de Gibraltar, l'apport des eaux atlantiques qui entrent en mer Méditerranée est de l'ordre de 0.8 ± 0.1 Sv et l'export d'eau méditerranéenne est équivalent (SEND et *al*, 1999 in TESTOR, 2002). Ces eaux atlantiques qui entrent en surface (0-100m) présentent une température d'environ 16 °C et une salinité d'environ 36.4 psu (TESTOR, 2002), tandis que l'eau méditerranéenne qui sort en profondeur est à la fois plus froide et plus salée avec une température d'environ 13°C et une salinité d'environ 38.4 psu, (TESTOR, 2002). Le flux entrant d'eau atlantique a pour vocation non seulement de combler le déficit en eau de 1 m par an mais de remplacer également le flux profond sortant, qui représente, pour l'ensemble de la Méditerranée une perte d'environ 20 m par an (BETHOUX, 1980).

En résumé, la mer Méditerranée est un bassin de concentration dont le moteur principal est le climat continental et un déficit en eau. La Méditerranée perd de la chaleur et de l'eau dans l'atmosphère. D'autre part, les eaux atlantiques de surface sont transformées en eaux méditerranéennes.

2.3. Hydrologie et circulation générale des eaux dans le bassin occidental :

On distingue principalement quatre masses d'eaux dans ce bassin (MILLOT, 1999). Les eaux de surface sont composées d'Eau Atlantique dans tout le bassin. Les caractéristiques de ces eaux de surface évoluent ensuite par mélange avec les masses d'eaux méditerranéennes et sous l'action des flux atmosphériques. Elle devient d'abord de l'**Eau Atlantique modifiée (MAW)**, avec une salinité de l'ordre de 38 psu. Elle s'étend de la surface jusqu'à une profondeur de 100-350 m dans tout le bassin algéro-provençal, (TESTOR, 2002).

En hiver, les masses d'air froides et sèches continentales venant de l'Europe, canalisées par le relief, entrent en contact avec les eaux superficielles de la Méditerranée. Elles refroidissent et en évaporent les eaux superficielles les rendant progressivement plus froides et plus salées, donc plus denses.

Une fois aussi denses que les eaux situées dessous, des mouvements verticaux peuvent se produire induisant un mélange vertical. Ce mélange participe au renouvellement des masses d'eaux, en ramenant des eaux de subsurface au contact de l'atmosphère et en enfouissant les eaux de surface en profondeur. Ce phénomène est général en hiver mais souvent limité à 0-100 m dans la couche de surface. Dans certaine situation favorable (généralement dans le bassin algéro-provençal), la MAW peut devenir une eau modale, l'**Eau Intermédiaire d'Hiver (WIW)** aux caractéristiques froides (autour 12.6 °C) et homogènes entre 0 et 300m. Ensuite, sous l'action de processus de re-stratification, cette masse d'eau est isolée de la surface. On peut la trouver alors entre 150 et 300 m de profondeur bien identifiable par un minimum de température autour de 12.6°C, (TESTOR, 2002).

En dessous entre 250 et 800 m se trouve l'**Eau Levantine Intermédiaire (LIW)** formée en hiver dans le bassin oriental et qui entre en Méditerranée occidentale par le détroit de Sicile. Elle se caractérise par un maximum de température d'environ 13.9°C et de salinité d'environ 38.75 psu à son entrée dans le bassin occidental. Bien que ses caractéristiques évoluent au fur et à mesure qu'elle se mélange avec les eaux du bassin occidental plus froides et moins salées, la LIW reste identifiable par un maximum de température et de salinité dans tout le bassin ouest (TESTOR, 2002).

On descend ensuite graduellement vers l'**Eau Profonde de la Méditerranée occidentale (WMDW)** qui tapisse le bassin occidental. Elle est caractérisée par une température d'environ 12.8°C et une salinité d'environ 38.45 psu. Elle se forme en hiver dans le Golfe du Lion sous l'action d'un forçage atmosphérique particulièrement intense (Mistral et Tramontane) (TESTOR, 2002).

2.3.1. Circulation des eaux de surface dans la Méditerranée occidentale:

Après avoir traversé le détroit de Gibraltar, les eaux en provenance de l'Atlantique s'écoulent le long des côtes africaines d'ouest en est formant de vastes tourbillons cycloniques (MILLOT 1999). Au large des côtes algériennes l'eau atlantique modifiée (MAW), forme un courant côtier (1.7 Sv) (MILLOT, 1995, BENZOHRRA et al, 1995, MILLOT 1999). Ce courant relativement étroit (30-50 km) et profond (400 m) qui s'écoule le long du talus continental est appelé Courant Algérien (Figure 8).

A l'entrée du détroit de Sicile, ce courant se divise en deux branches (FONT et al, 1998 in TESTOR, 2002) : deux tiers du courant entrent en Méditerranée orientale, l'autre tiers entre en mer Tyrrhénienne et suit la côte italienne pour revenir dans le bassin algérien par le chenal de Corse (Courant Est-Corse). Une veine d'eau qui quitte le bassin algérien et s'écoule vers le nord, forme le courant Ouest-Corse pour fusionner en mer de ligure avec le courant Est-Corse qui quitte la mer Tyrrhénienne. Ce courant, appelé Courant Liguro-provençal, s'écoule le long du talus continental de la France vers l'ouest et la mer des Baléares.

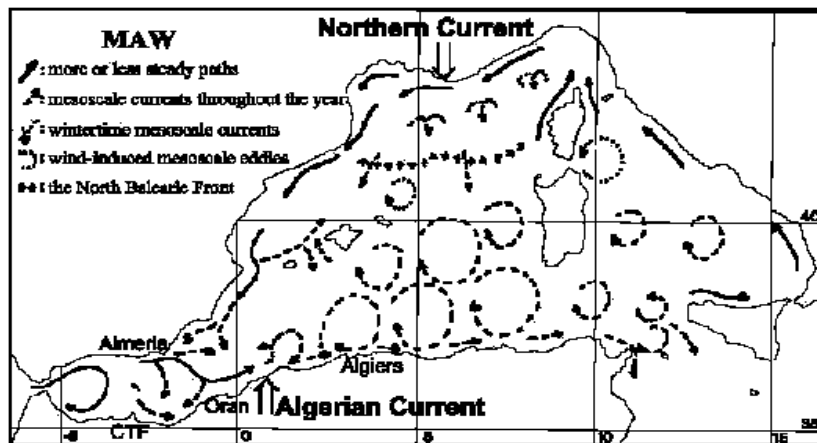


Figure 8 : Schéma de la circulation générale de MAW-WIW en mer Méditerranée occidentale d'après MILLOT (1999)

La zone privilégiée de la formation de la WIW est le golfe du Lion et la mer de Ligurie, à des endroits où la convection hivernale ne peut pénétrer la couche de LIW. Etant liée à des conditions météorologiques impulsives, la WIW est souvent présente sous forme de structures discontinues et fragmentaires (GASPARINI *et al*, 1999 in TESTOR, 2002). On peut en rencontrer un peu partout en Méditerranée Occidentale.

2.3.2. Eau Levantine Intermédiaire (LIW) :

L'eau levantine intermédiaire est le résultat de la convection hivernale dans la partie nord de la mer levantine, aux alentours de Rhodes et de Chypre (MILLOT and TAUPIER-LETAGE, 2004).

A sa source, cette masse d'eau se situe entre 150 et 400 m de profondeur et est caractérisée par une température comprise entre 15 et 16°C et une salinité s'étalant de 38,95 à 39,05 psu. Cette eau chaude et salée pénètre dans le bassin ouest par le détroit de Sicile, suit un circuit cyclonique et en sort par le détroit de Gibraltar. La topographie et les côtes semblent avoir un rôle important sur la circulation. A la sortie du détroit de Sicile, la LIW tourne sur sa droite et longe la côte italienne (Figure 9). Une faible partie passe directement dans le golfe de Gênes par le chenal de Corse et longe le talus continental vers le détroit de Gibraltar dans le courant liguro-provençal-Catalan, sous la MAW. Tandis que l'essentiel fait le tour de la Sardaigne et de la Corse avant d'y pénétrer pour rejoindre la première partie en mer de Ligurie (MILLOT, 1999).

Au détroit de Gibraltar, une partie de ces eaux sort dans l'océan Atlantique, alors que l'autre partie re-circule dans le bassin suivant le chemin vers l'est des MAW le long de la côte africaine (BENZOHRRA *et al*, 1995) et entre en mer Tyrrhénienne où elle se mélange avec des LIW plus récentes arrivant directement par le détroit de Sicile de la Méditerranée orientale.

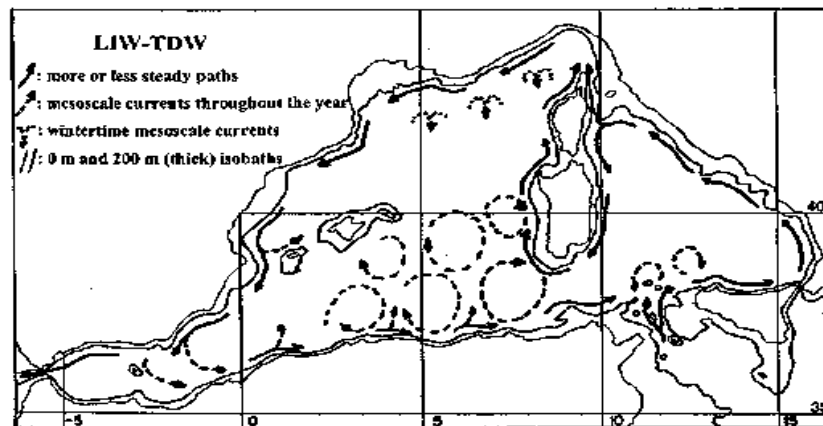


Figure 9 : Schéma de la circulation générale de LIW-TDW en mer Méditerranée occidentale d'après MILLOT, (1999).

2.3.3 Eau profonde de la Méditerranée occidentale (WMDW) :

L'eau méditerranéenne profonde représente la plus grande quantité d'eau de l'ensemble de la méditerranée occidentale (LA VIOLETTE, 1994 *in* OBATON 1998). La WMDW suit un circuit cyclonique (Figure 10) le long du talus continental vers l'ouest. SEND, (1996 *in* TESTOR, 200) suggère une incorporation dans le courant de bord Liguro-Provençal juste après les événements de convection profonde.

Les WMDW contourneraient ensuite le talus des Baléares pour se diriger vers le détroit de Gibraltar. Juste avant le détroit, une partie se mélange avec des LIW et sort dans l'océan Atlantique dans un mélange composé pour moitié de LIW et l'autre de WMDW. Le reste rejoint alors la côte africaine et la longe vers l'est.

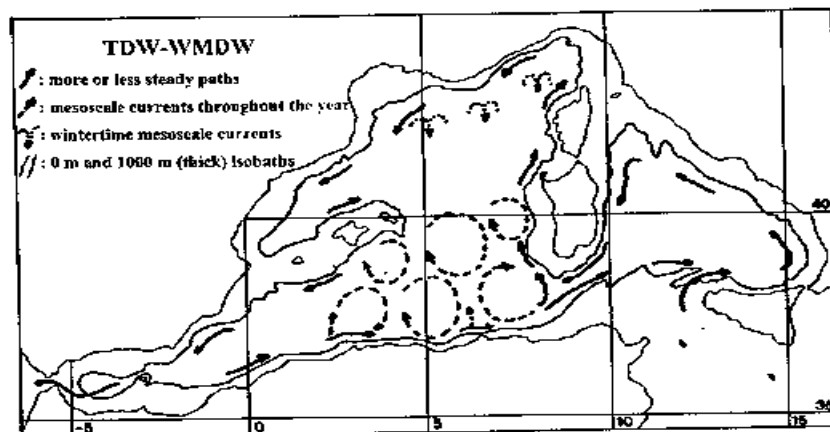


Figure 10 : Schéma de la circulation générale de WMDW-TDW en mer Méditerranée occidentale d'après MILLOT, (1999).

CHAPITRE 3. MATERIEL ET METHODES

3.1. Les données utilisées :

Les données utilisées dans notre étude proviennent de la base de données **MEDAR /MEDATLAS, (2002)**. Cette base de données contient le jeu de données le plus complet actuellement disponible pour la Méditerranée et la mer noire. Tous les paramètres mesurés ont subi des contrôles qualité approfondis automatiques et visuels conformes aux normes internationales de la Commission Océanographique Intergouvernementale (COI), du CIEM (Conseil International pour l'Exploration de la Mer) et du programme européen MAST (MARine Science and Technology).

Les paramètres extraits sont donnés dans le tableau 3 :

Tableau 3 : Liste des paramètres extraits

CODE	NOM	UNITE
PRES	Pression (z=0)	décibare=10000 pascals
TEMP	Température	Degré Celsius
PSAL	Salinité	psu
DOX1	Oxygène dissous	ml/l
NTRA	Nitrate (NO ₃ -N)	millimole/m ³
PHOS	Phosphate (PO ₄ -P)	millimole/m ³
SLCA	Silicate (SIO ₄ -SI)	millimole/m ³
CPHL	Chlorophylle TOTAL	milligram/m ³

Le nombre total de données pour chaque paramètre, pour chaque mois sur l'ensemble de la zone d'étude est représenté dans la figure 11. La grande abondance des données de température suivie de celles de la salinité et de l'oxygène dissous apparaît clairement dans nos histogrammes. Le phosphate est le sel nutritif le mieux représenté quantitativement alors que les nitrates et silicates sont moins bien représentés.

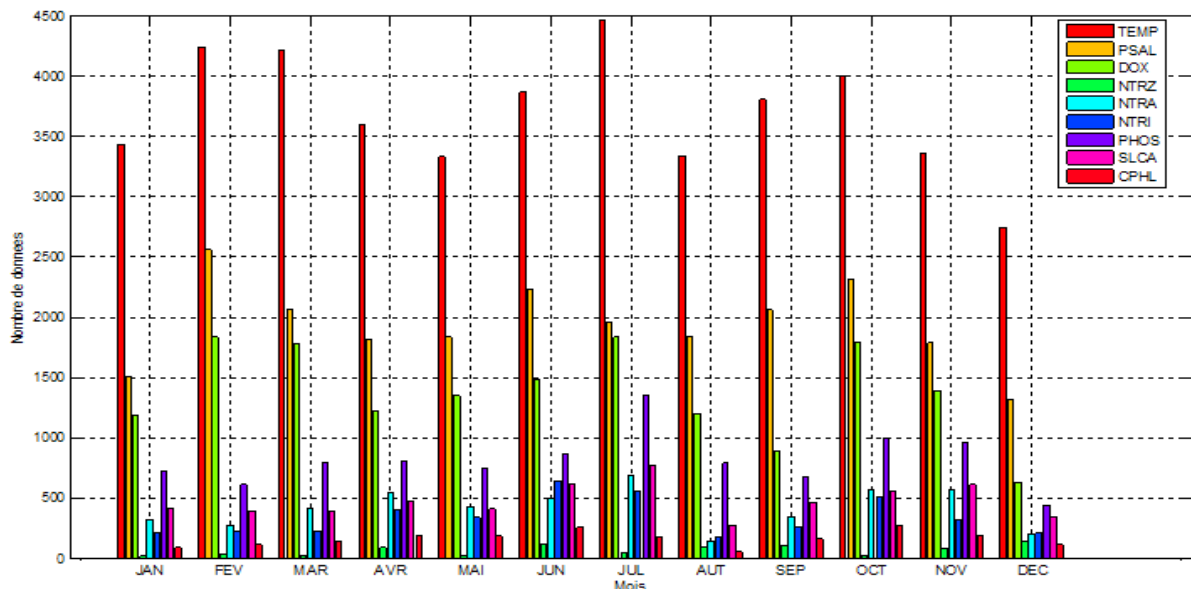


Figure 11: Nombre de données total sur l'ensemble du bassin algéro- provençal de 1950 à 1999.

Les cartes de la figure (12) nous permettent aussi de voir la densité de nos données pour chaque paramètre extrait, ainsi que la répartition spatiale et le nombre de profils disponibles.

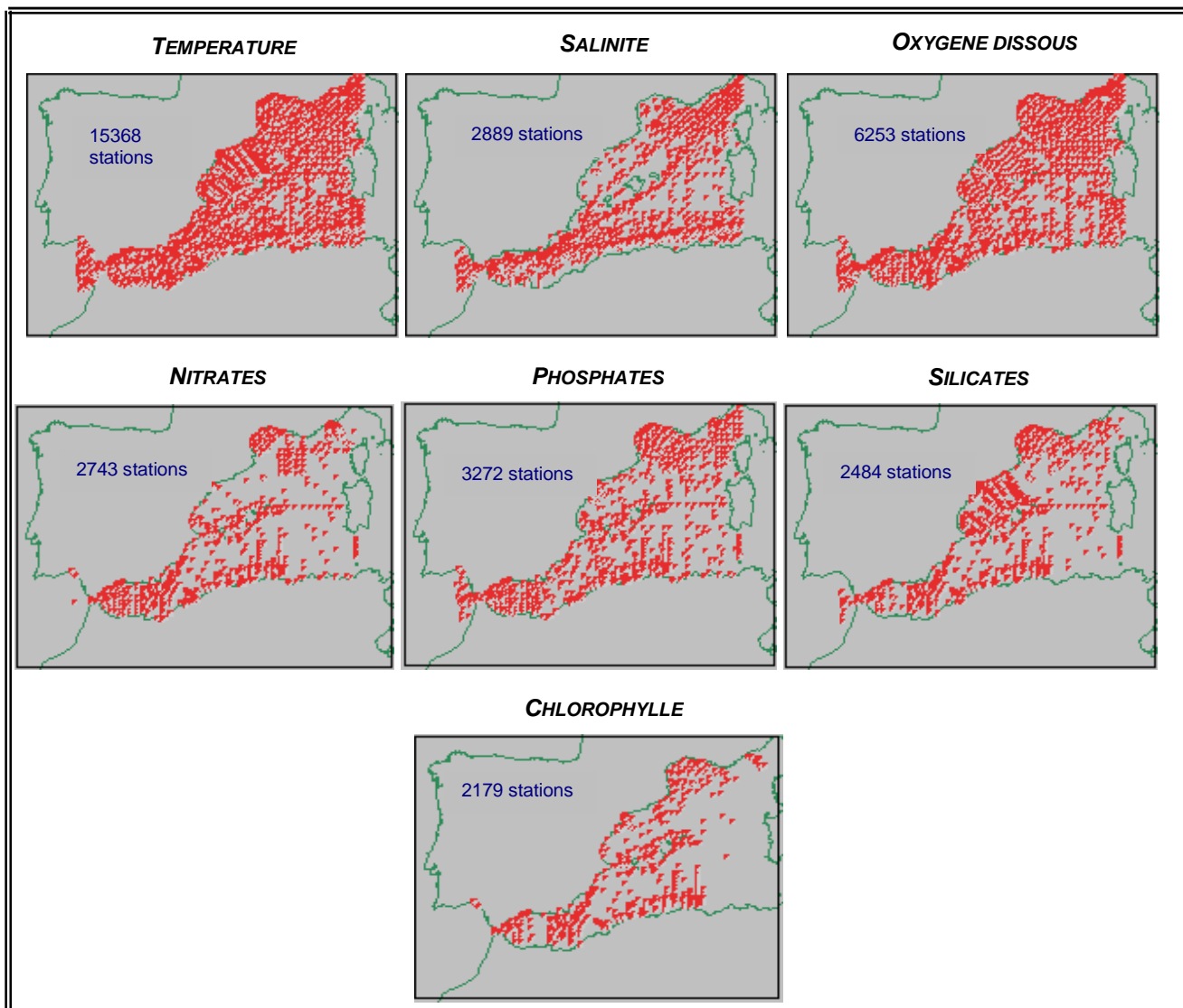


Figure 12 : Distribution géographique des profils des données de la température, de la salinité, de l'oxygène dissous, des nitrates, des phosphates, des silicates et de la chlorophylle dans notre étude dans l'ensemble du bassin algéro-provençal de 1950 à 1999.

3.2. Traitement des données :

3.2.1. Découpage de la zone d'étude :

Notre zone d'étude est située dans la partie Ouest de la mer Méditerranée au niveau du bassin algéro- provençal, elle s'étend de 37° N à 42° N et de 7°W à 9° E. La création d'une grille de 2° de latitude X 2° de longitude a permis de la diviser en 25 grilles.

Certaines grilles ont été éliminées car elles sont trop côtières (il n'y a pratiquement que de la terre, et donc très peu de données), (figure 13).

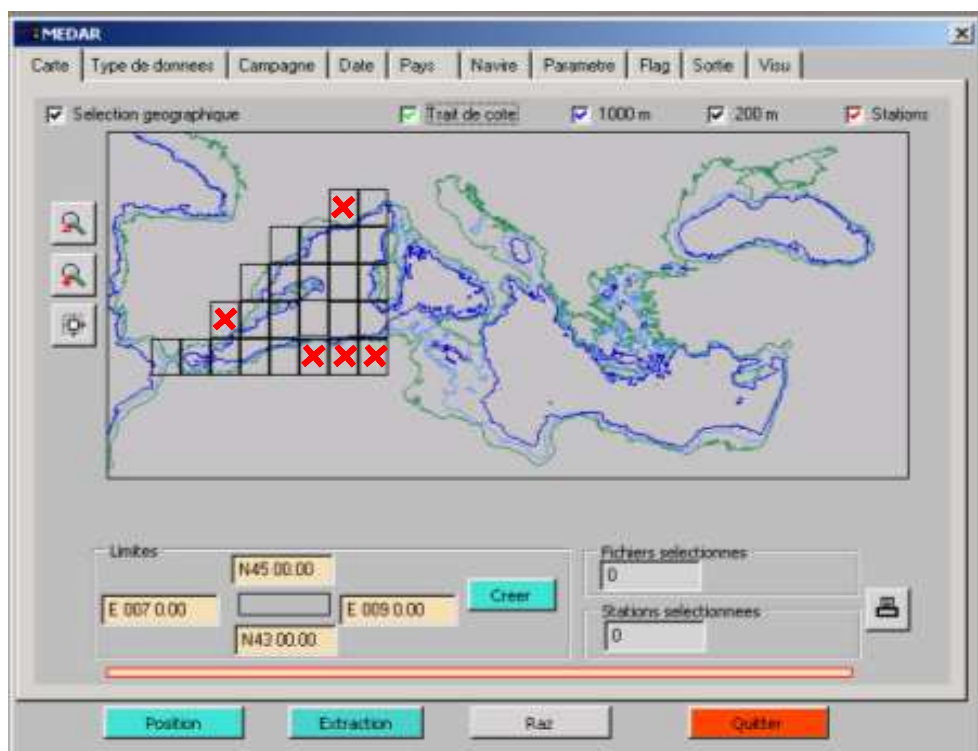
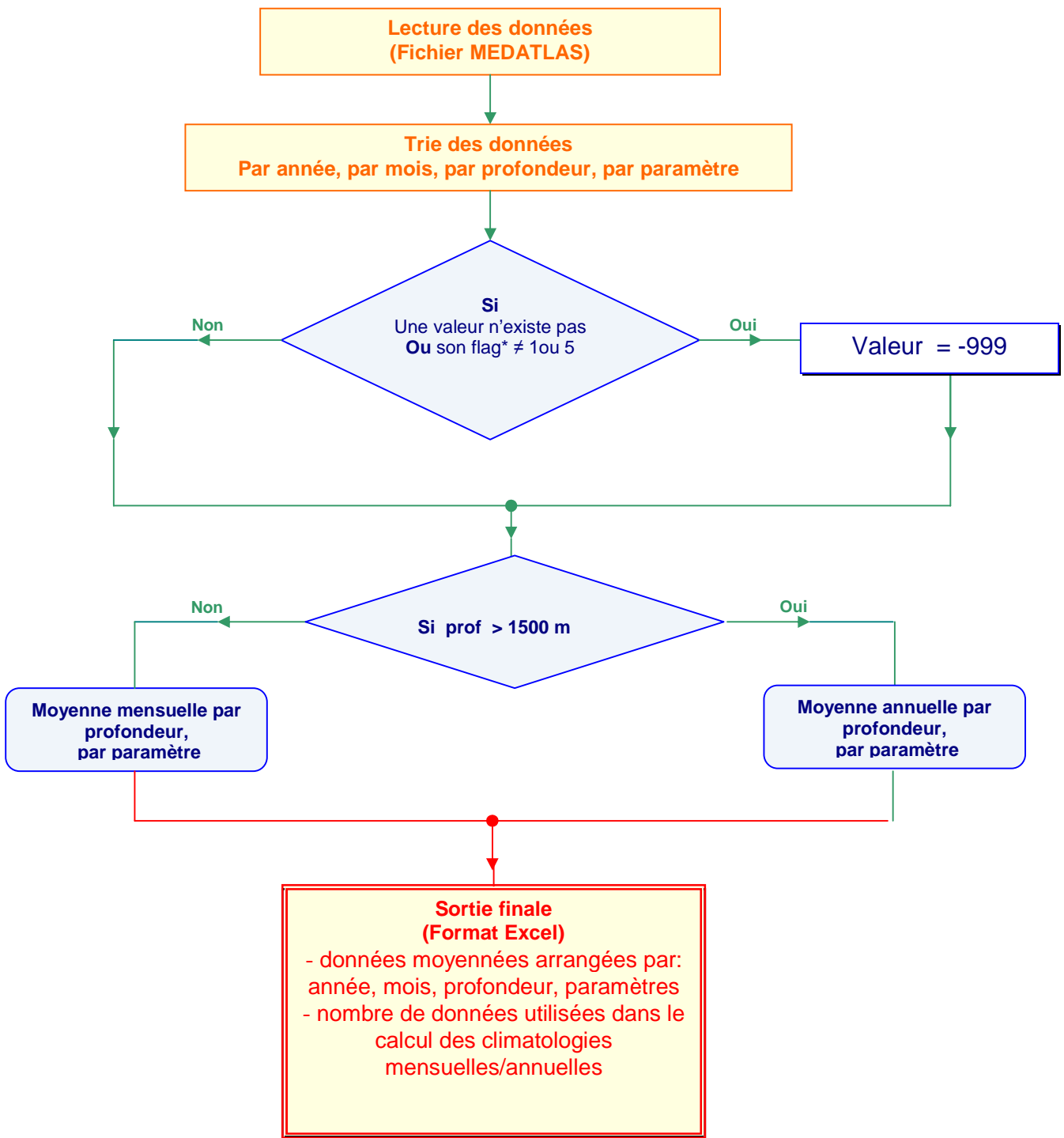


Figure 13 : Division de la zone d'étude en grilles régulières. X représente les grilles éliminées)

3.2.2. Réalisation des climatologies :

Les données de température, salinité, oxygène dissous, phosphates, nitrates, silicates et chlorophylle ont été extraites de la base de données MEDATLAS (2002), sur toute la période 1950-2000.

L'élaboration d'un programme informatique sur MATLAB (figure 14) a permis de calculer au niveau de chaque grille une moyenne mensuelle pour chaque profondeur, pour les 7 paramètres extraits. Pour les profondeurs supérieures à 1000m des moyennes annuelles ont été calculées. D'autre part, le nombre de données utilisées lors du calcul de chaque moyenne est comptabilisé.



*Flag= qualité des données (1 et 5 sont bonnes dans MEDATLAS 2002)

Figure 14 : Algorithme de calcul des climatologies mensuelles

Afin de compléter les points de grilles sans observation, nous avons procédé à une **interpolation spatiale** (entre les boîtes) pondérée par la distance, en se basant sur la formule de CRESSMAN (NAJJAR et KEELING, 1997) :

$$\omega (s) = (d^2 - S^2) / (d^2 + S^2) \quad (19)$$

Avec:

S est la distance entre la case pour laquelle la moyenne sera calculée et la case possédant une valeur.

d est le rayon d'influence qui est dans notre cas fixé à 600 km



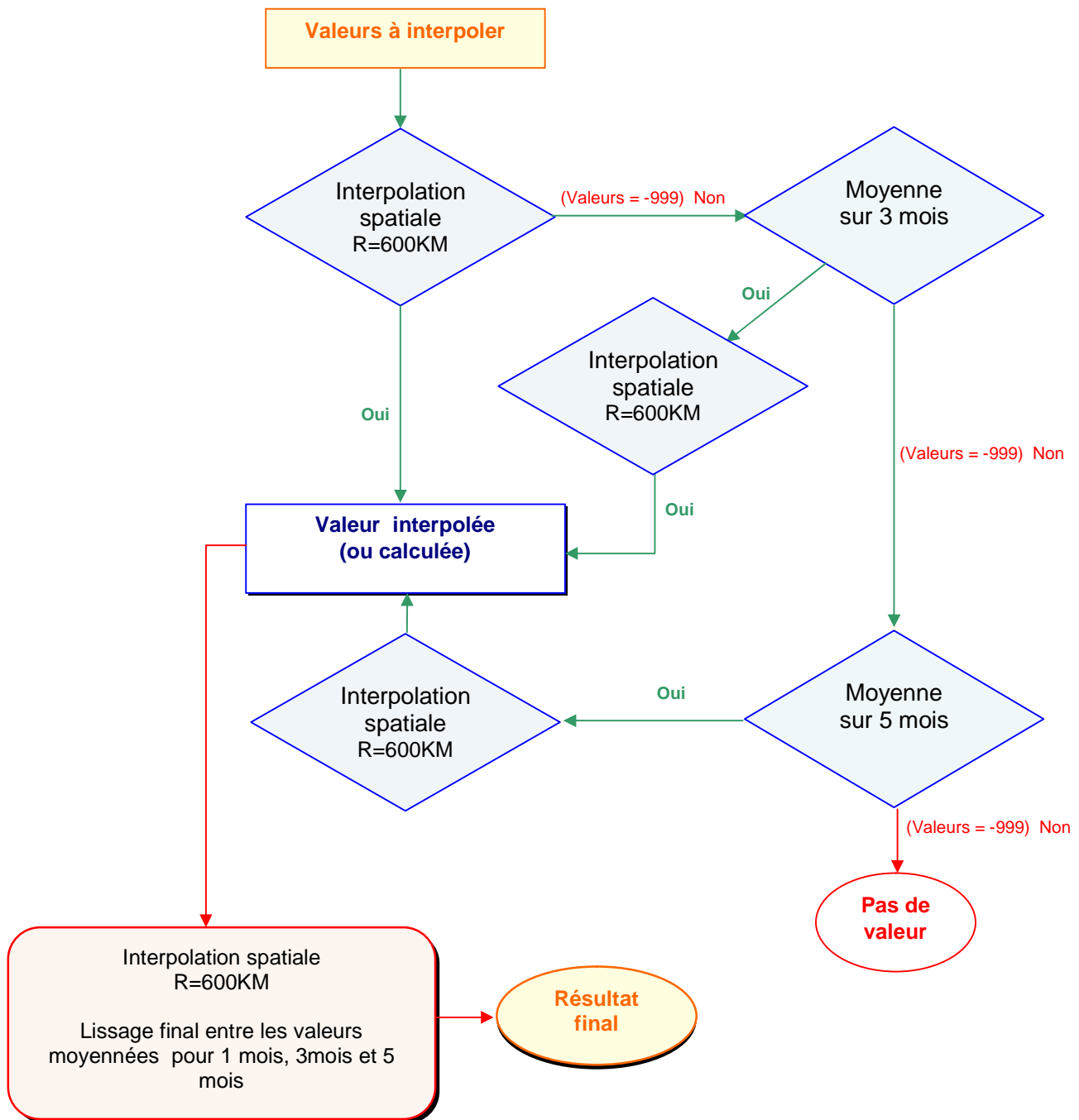
Figure 15 : schématisation du rayon d'influence

Après avoir fait l'interpolation spatiale, de nombreux points dans les grilles sont restés sans valeur. De ce fait nous avons utilisé une moyenne par 3 mois et par 5 mois comme cela a été réalisé par NAJJAR and KEELING, (1997) et LOUANCHI and NAJJAR, (2000). Les étapes de ce travail sont résumées dans l'algorithme de la figure 16.

Le calcul du taux de remplissage de nos grilles avant et après interpolation nous permet de mieux apprécier l'effet des interpolations spatio-temporelles sur la densité des données, (Tableau 4)

Une **interpolation verticale linéaire** a aussi été réalisée pour les valeurs manquantes.

Enfin nous avons calculé les climatologies pour 3 décennies. La 1^{ère} décennie regroupe la moyenne des données des années 50-60-70, la 2^{ème} décennie représente les années 80 et la 3^{ème} décennie les années 90. Le but de cette étape est double, elle nous permet d'améliorer le taux de remplissage de nos cases comme le montre les résultats du tableau 5 ce qui est d'une grande importance dans la suite de notre travail surtout pour la partie modélisation ainsi que de voir l'évolution décennale des différents paramètres calculés.



* La condition «Valeurs =-999 Non » signifie: Pas de données pour faire l'interpolation

Figure 16 : Algorithme de calcul des interpolations spatiales pondérées des climatologies mensuelles entre les différentes grilles

Tableau 4: Taux de remplissage des grilles (en %) pour chaque paramètre avant la 1^{ère} interpolation spatiale pondérée et après la dernière interpolation spatiale

Non inter= données non interpolées ; inter= données interpolées

Paramètre N° case	TEMP		PSAL		DOX1		NTRA		PHOS		SLCA		CPHL	
	non Interp	Interp	non Interp	Interp	non Inter	Inter	non Inter	Inter	non Interp	Interp	non Interp	Interp	non Interp	Interp
G1	12.76	85.24	7.47	73.77	5.78	54.09	0.34	28.96	3.25	45.13	0.67	30.32	0.22	13.28
G2	19.11	85.24	7.29	73.77	6.52	54.09	1.44	28.96	4.48	45.13	2.00	30.32	1.10	13.28
G3	17.04	85.24	6.42	73.77	4.35	54.09	1.13	28.96	1.88	45.13	1.12	30.32	0.33	13.28
G4	18.26	85.35	5.86	74.02	4.41	54.64	1.36	29.26	1.78	45.40	1.39	30.38	0.27	13.65
G5	9.60	85.41	2.52	74.23	2.52	54.96	0.57	29.28	1.14	45.57	0.48	30.71	0.22	13.72
G10	13.27	85.35	7.03	74.02	5.80	54.64	2.75	29.26	3.18	45.40	2.33	30.38	1.75	13.65
G11	16.73	85.41	5.59	74.23	5.42	54.96	1.58	29.28	2.39	45.57	1.63	30.71	0.54	13.72
G12	19.72	85.41	5.98	74.23	6.37	54.96	1.44	29.28	3.88	45.57	1.64	30.71	0.24	13.72
G13	22.00	85.41	6.86	74.23	7.93	54.96	0.73	29.28	3.89	45.57	0.97	30.71	0.07	13.72
G14	18.77	85.41	6.46	74.23	5.39	54.96	0.70	29.28	1.44	45.57	0.83	30.71	0.00	13.72
G15	3.11	85.35	2.57	74.02	2.01	54.64	1.33	29.26	1.34	45.40	1.30	30.38	0.76	13.65
G16	8.31	85.41	5.41	74.23	3.79	54.96	3.88	29.28	4.42	45.57	4.38	30.71	1.63	13.72
G17	11.78	85.41	5.97	74.23	6.33	54.96	2.23	29.28	2.94	45.57	2.14	30.71	1.27	13.72
G18	12.23	85.41	7.41	74.23	6.73	54.96	1.16	29.28	3.07	45.57	1.81	30.71	0.24	13.72
G19	5.30	85.41	3.73	74.23	3.25	54.96	0.47	29.28	0.95	45.57	0.58	30.71	0.00	13.72
G20	1.67	85.41	1.36	74.23	1.12	54.96	0.08	29.28	0.39	45.57	0.39	30.71	0.16	13.72
G21	12.44	85.41	9.75	74.23	5.50	54.96	1.07	29.28	3.25	45.57	2.18	30.71	0.49	13.72
G22	17.84	85.41	11.79	74.23	7.85	54.96	1.14	29.28	4.18	45.57	2.54	30.71	0.27	13.72
G23	19.03	85.41	14.25	74.23	8.93	54.96	1.30	29.28	5.20	45.57	1.18	30.71	0.00	13.72
G25	31.28	85.41	28.73	74.23	8.53	54.96	8.16	29.28	10.93	45.57	8.13	30.71	3.27	13.72

Tableau 5: Taux de remplissage final des cases après calcul des moyennes par décennie

Paramètre N° case	TEMP	PSAL	DOX1	NTRA	PHOS	SLCA	CPHL
G1	100.00	98.99	97.22	96.59	99.87	97.98	46.09
G2	100.00	99.24	97.35	96.59	99.87	98.74	46.09
G3	100.00	99.24	97.35	96.59	99.87	98.74	46.09
G4	100.00	99.37	97.35	96.59	99.87	98.86	46.09
G5	100.00	99.37	97.35	96.59	99.87	98.86	46.09
G10	100.00	98.99	97.22	96.59	99.87	98.86	46.09
G11	100.00	99.37	97.35	96.59	99.87	98.86	46.09
G12	100.00	99.37	97.35	96.84	99.87	98.86	46.09
G13	100.00	99.37	97.35	96.84	99.87	98.86	46.09
G14	100.00	99.37	97.35	96.84	99.87	98.86	46.09
G15	100.00	99.37	97.35	96.59	99.87	98.86	46.09
G16	100.00	99.37	97.35	96.59	99.87	98.86	46.09
G17	100.00	99.37	97.35	96.84	99.87	98.86	46.09
G18	100.00	99.37	97.35	96.84	99.87	98.86	46.09
G19	100.00	99.37	97.35	96.84	99.87	98.86	46.09
G20	100.00	99.37	97.35	96.59	99.87	98.86	46.09
G21	100.00	99.37	97.35	96.84	99.87	98.86	46.09
G22	100.00	99.37	97.35	96.84	99.87	98.86	46.09
G23	100.00	99.37	97.35	96.84	99.87	98.86	46.09
G25	100.00	99.37	97.35	96.84	99.87	98.86	46.09

3.2.3. Calculs effectués sur les données :

3.2.3.1- Détermination de la couche de mélange océanique :

La couche de mélange océanique (CMO) correspond à la zone océanique de surface au sein de laquelle la température, la salinité et la densité de l'eau sont quasi-uniformes verticalement. Son épaisseur est liée à divers phénomènes tels que les apports d'eau salée ou d'eau douce, l'évaporation, ou encore le refroidissement ou le réchauffement important des eaux de surface.

Dans notre étude le critère de détermination de la couche de mélange est la température.

Ainsi la base de la CMO est atteinte lorsque:

$$\Delta T = 1C^{\circ} \text{ avec } \Delta T = T_{profil} - T_{surface} \quad (20)$$

Les profondeurs de la couche de mélange calculées supérieures à 200 m ont été éliminées, se basant sur le fait que dans les moyennes latitudes la couche de mélange présente un cycle saisonnier prononcé, avec des profondeurs moyennes de 0 à 40 m en été allant jusqu'à 120 m en hiver (DESPRES, 2004). Cependant, au moment des convections profondes dans le bassin liguro- provençal, le profil de température est homogène sur toute la colonne d'eau.

3.2.3.2. Détermination de la production primaire :

Le calcul de la production primaire (PP) est réalisé selon la formule d'EPPLEY (et *al*, 1985 in FALKOWSKI and WILSON, 1992) :

$$PP (mgC m^{-2} j^{-1}) = 1000 [Chl (mg m^{-3})]^{1/2} \quad (21)$$

Avec :

[Chl] : La concentration moyenne pondérée de la chlorophylle calculée entre 0 et 100m.

3.2.3.3. Détermination de la production nouvelle et de la reminéralisation :

La production nouvelle est définie comme étant la fraction de production primaire régulée par l'apport en nutriments " nouveaux " (habituellement associés aux nitrates) dans la couche euphotique (DUGDALE and GOERING, 1967).

Nous avons suivi la même démarche adoptée par LOUANCHI and NAJJAR (2000) qui consiste à calculer la production nouvelle par l'intégration en fonction de la profondeur (0 et 100 m) des variations saisonnières des concentrations des sels nutritifs entre l'hiver et l'été. Dans cette étude nous avons calculé la production nouvelle pour les phosphates uniquement comme suit :

$$NP : 0 \int_{0}^{100} [ETE]-[HIVER]*RCP*12/ \Delta t \quad (22)$$

Editeur d'équation :

- NP est la Production nouvelle à partir des PO_4^{3-} en $mgC.m^{-2}.j^{-1}$.
- [ETE] : Concentration moyenne des phosphates pour Juin- Juillet- Août, ($mmol/m^3$)
- [HIVER] : Concentration moyenne du phosphate pour Décembre-Janvier- Février, ($mmol/m^3$).
- RCP représente les rapports de Redfield C/P (106/1)
- Mc est la masse molaire du carbone (12 mg/mmol)
- Δt est le nombre de jours entre l'été et l'hiver (182 j).

La reminéralisation dans la couche euphotique est obtenue de la même manière sauf que les variations saisonnières des concentrations en phosphate des mois Janvier- Février- Mars et Juillet – Août – Septembre sont intégrées entre 100 et 200 m.

$$RM : 100 \int_{100}^{200} [ETE]-[HIVER]*RCP*12/ \Delta t \quad (23)$$

Taux de reminéralisation ou rapport de reminéralisation en % est exprimé par l'équation :

$$T_{RM} = RM/NP \times 100 \% \quad (24)$$

Nous avons aussi estimé la production par l'O₂ à partir du SNO (Seasonal Net Outgassing) qui est calculé à partir des flux d'oxygène comme suit :

a- Détermination du flux d'O₂ air-mer :

Les flux air-mer d'O₂ sont calculés selon l'équation suivante :

$$FO_2 = 0.24 k (O_2 - O_2^*) \dots \quad (25)$$

Avec :

- * **K** est la vitesse d'échange (cm h⁻¹) et est calculé selon la formule de WANNINKHOF, (1992) :

$$K = 0.31 v^2 (Sct / 660)^{-1/2} \Delta t \quad (26)$$

- * **v** est la vitesse du vent. Dans cette étude, nous avons utilisé les vitesses du vent à partir de la base de données ERA-40 du centre européen de prévision météorologique ou ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*).

- * **Sct** est le nombre de Schmidt pour l'oxygène, il est calculé en fonction de la température (voir annexe).

- * **O₂** est la concentration d'oxygène (µmol/l) à la surface et **O₂^{*}** représente la solubilité de l'oxygène à saturation. (voir annexe)

- * **0.24** est le facteur de conversion du piston de vitesse K de cm h⁻¹ en m j⁻¹.

b - Détermination du Seasonal Net Outgassing (SNO) :

Le SNO ou *Seasonal Net Outgassing* est un bon indice sur les échanges d'oxygène entre l'océan et l'atmosphère. SHERTZ and NAJAAR (1992 in GARCIA and NAJAAR, 2001) définissent le SNO comme l'intégration spatiale et temporelle des flux d'O₂ air-mer positif sur une période d'une année. Le SNO est une bonne estimation de production nette en surface.

Dans cette étude nous avons calculé le SNO d'après la définition de NAJAAR and KEELING (2000), en soustrayant de chaque flux mensuel le flux moyen annuel. Cette dernière approche semble plus appropriée pour les études sur des échelles spatiales plus petites (pas à l'échelle de l'hémisphère).

Le calcul du SNO (m mol/m²) est réalisé comme suit :

$$SNO = (\Delta FO_2) * Nbj \Delta t \quad (27)$$

Avec :

- * **FO₂** est flux d'oxygène à l'interface air /mer en mmol.m⁻².j

- * $\Delta FO_2 = FO_2 - F O_{2\text{ moy}}$

FO_{2 moy} représente le flux annuel moyen qui est égale à $\sum FO_{2\text{ mensuels}} / 12$

- * **Nbj** est le nombre de jours du mois correspondant.

Tableau 6 : contrainte du modèle.

PARAMETRES	ORIGINE
Vent	ERA 40 (ECMWF)
Flux solaire	NACEF (2006)
Zm	Climatologie (cette étude)
T	Climatologie "
S	Climatologie "
O _{2p}	Climatologie "
Chl	Climatologie "
SN _p	Climatologie "
TCO _{2p} = f(T,S, UAO)	AIT AMEUR, (2007)
TA _p =f(S)	AIT AMEUR, (2007)

A partir du SNO, on calcule la production nouvelle associée à l'O₂ selon la formule suivante et ceci pour les trois décennies étudiées (50-60-70 ; 80 ; 90) :

$$SNOC = SNO * RCO * Mc / \Delta t \Delta t \quad (28)$$

Avec:

- * **SNO** est le Seasonal Net Outgassing (m mol/m²)
- * **RCO**: rapport C/O₂ = 106/150
- * **Mc** est la masse molaire du carbone (mg/mmol)
- * **Δt** est le nombre de jours correspondant à la moitié d'une année (182 j).

Enfin on définit l'anomalie positive d'oxygène « An O₂ » en surface comme suit :

$$An O_2 = C_{O_2} - C^*_{O_2} \Delta t \quad (29)$$

Avec:

- * **C_{O₂}**: concentration mesurée de l'oxygène dans l'eau de mer en mmol.m⁻³
- * **C^{*}_{O₂}**: solubilité de l'oxygène en mmol.m⁻³

La solubilité de l'oxygène est obtenue en fonction de la température en degré Kelvin et de la salinité partir du polynôme D'OU DOT, (1990). (Voir annexe)

3.2.3.4. Facteur de fertilité :

Le facteur de fertilité est donné par l'équation :

$$f_{\text{ratio}} = \text{NP/PP} \quad (30)$$

si $f_{\text{ratio}} < 0.1$ c'est l'oligothrophie

$f_{\text{ratio}} \geq 0.5$ c'est l'eutrophie

3.3. Description du modèle:

Dans notre étude, nous n'avons pas de données relatives au système du CO_2 , de ce fait nous avons utilisé un modèle (LOUANCHI et al, 1996) permettant d'estimer TCO_2 , AT et pCO_2 dans le bassin algéro- provençal.

Ce modèle est contraint par les variations mensuelles de la température de surface, la salinité, la concentration en chlorophylle, la vitesse du vent et la profondeur de la couche de mélange, ainsi que le flux solaire. Il s'agit d'un modèle à deux boîtes (figure17) : la boîte de surface qui s'étend de la surface ($Z=0\text{m}$) jusqu'à la profondeur de la couche de mélange (Z_m) et dans laquelle, les processus physiques et biogéochimiques contrôlent les variations de pCO_2 avec un pas de temps de 1 jour. Dans la boîte de subsurface, les espèces inorganiques dissoutes (Sels Nutritifs, Alcalinité Totale et TCO_2) sont considérées comme constantes dans le temps et sont des contraintes de subsurface.

Les vents sont obtenus à partir de la base de données ERA 40 du centre européen de prévision météorologique ou ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*). La profondeur de la couche de mélange est calculée des données de température.

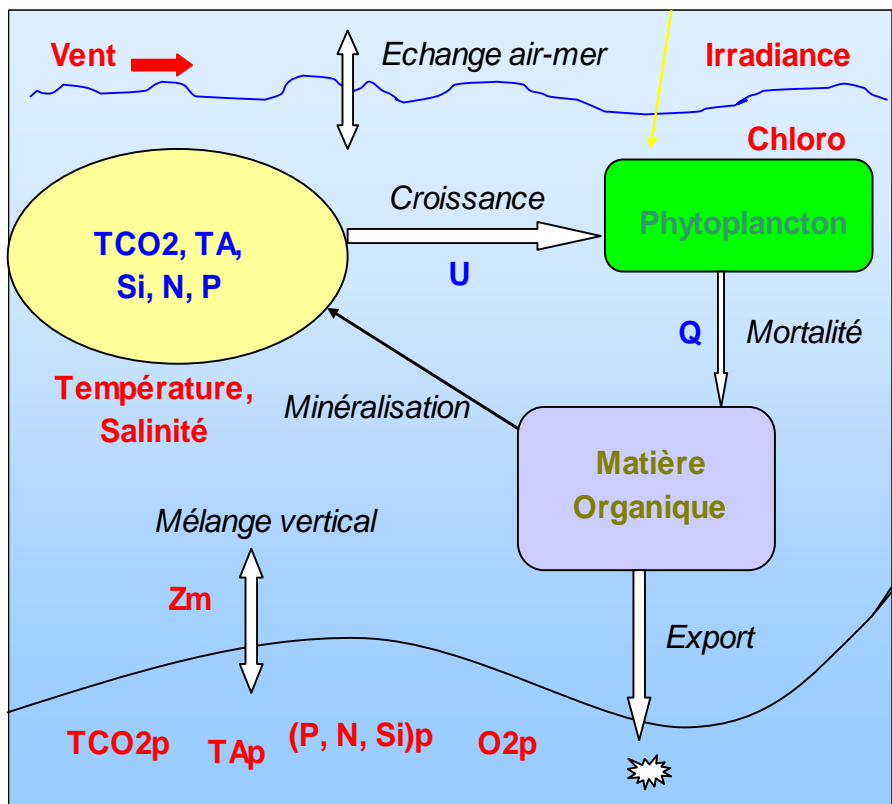


Figure 17 : schéma descriptif du fonctionnement de notre modèle.

Ce modèle évalue les principaux processus contrôlant les variations de pCO₂ dans la couche de mélange, il s'agit :

1. des échanges air-mer ;
2. des effets thermodynamiques ;
3. des effets biologiques ;
4. des effets du mélange vertical.

Les variations de pCO₂ sont exprimées dans la formule ci-dessus :

$$(dp\ CO_2 /dt) = (\delta f/\delta t)_F + (\delta f/\delta t)_M + (\delta f/\delta t)_T + (\delta f/\delta t)_B \quad (31)$$

Avec :

F, M, T et B, représentent respectivement, les effets des échanges air-mer, du mélange, de la température et des effets biologiques.

Les trois premiers termes de cette équation sont calculés à partir des variations du carbone inorganique total (TCO₂) et de l'alcalinité totale (AT) :

$$\delta TCO_2/\delta t = (\delta TCO_2/\delta t)_B + (\delta TCO_2/\delta t)_M + (\delta TCO_2/\delta t)_F \quad (32)$$

$$\delta AT/\delta t = (\delta AT/\delta t)_B + (\delta AT/\delta t)_M \quad (33)$$

A chaque pas de temps, pCO₂ est calculé en fonction du couple TCO₂-AT.

Par ailleurs, il est important de signaler que les contraintes de subsurface de AT et de TCO₂ sont calculées par les relations à la température, la salinité et l'UAO au site DYFAMED (AIT AMEUR, 2007) (voir annexe).

Le polynôme de GOYET and POISSON, (1989) est employé pour convertir les valeurs d'AT et TCO₂ modélisées en surface en terme de pCO₂. Lors de ces calculs, les concentrations en silicates et en phosphates modélisées sont prises en compte dans les termes d'AT.

D'autre part, notre modèle permet également d'estimer la contribution de chacun des processus cités ci-dessus sur l'évolution des sels nutritifs et l'oxygène dissous.

Ces variations sont exprimées comme suit :

$$(dO_2/dt) = (\delta O_2/\delta t)_F + (\delta O_2/\delta t)_M + (\delta O_2/\delta t)_B \quad (34)$$

$$(dSN/dt) = (\delta SN/\delta t)_M + (\delta SN/\delta t)_B \quad (35)$$

Avec, SN représente un des sels nutritifs PO₄³⁻ ; NO₃⁻

3.3.1. Le mélange vertical:

Il affecte TCO₂, AT, SN et O₂ dans la couche de surface à chaque pas de temps. Le model de PENG et al ,(1987 in LOUANCHI et al, 1996) dit "entrainment / detrainment" est utilisé.

- Si Z_m augmente, $\delta Z_m > 0$, les variations des concentrations de surface après "entrainment" sont :

$$C^{i+1} = C^j * \frac{Z_i}{Z_{i+1}} + C_p * \frac{(Z_{i+1} - Z_i)}{Z_{i+1} B} \quad (36)$$

- C^j et C^{i+1}_s sont les concentrations modélisées de l'espèce en surface aux temps i et $i+1$
- Z_i et Z_{i+1} représentent la profondeur de la couche de mélange aux temps i et $i+1$.
- C_p : est la concentration de l'espèce dans la couche de subsurface. (Contrainte)
- Si Z_m diminue, $\delta Z_m = 0$, les concentrations de surface ne changent pas.

3.3.2. Les processus Biologiques :

Les variations de la biomasse chlorophyllienne sont exprimées comme suit :

$$\Delta Ch/\Delta t = (U-Q) * ChI_B \quad (37)$$

- U est le taux de croissance du phytoplancton et est exprimée par la fonction *Michaelis – Menten* du sel nutritif considéré ainsi que de la lumière disponible. Il est calculé à chaque pas de temps comme suit :

$$U = U_{max} * [SN] / (K_n + [SN]) * I / (K_l + I) \quad (38)$$

Avec:

- * U_{max} est la vitesse de croissance maximale.
- * K_n est la constante de demi-saturation du sel nutritif.
- * K_l est la constante de demi-saturation de la lumière.
- * I est l'intensité lumineuse moyenne dans la couche de mélange.
- Q représente les pertes totales soit par mortalité soit par respiration ou par broutage, il est déduit à partir du taux de croissance U et des changements en chlorophylle dans la couche de surface.

$$Q = U - \Delta Ch/\Delta t \quad \begin{matrix} Q < U \text{ si } \Delta Ch/\Delta t > 0 \\ Q > U \text{ si } \Delta Ch/\Delta t < 0 \end{matrix} \quad (39)$$

$\Delta Ch/\Delta t$ représente la variation dans le temps de la chlorophylle qui est connue et est utilisée comme contrainte dans notre modèle.

Une partie de la production est régénérée dans la couche de mélange, les variations de SN, de l'oxygène et de TCO₂ dans le temps sont exprimées comme suit :

$$(\delta P / \delta t)_B = -(U - r * Q) * Chl * RCP \quad (40)$$

Avec :

$(\delta P / \delta t)$ représente la variation du paramètre P (SN, O₂, ou TCO₂) en fonction du temps due à la biologie

r est la fraction reminéralisée en surface

RCP est le rapport de Redfield du paramètre considéré : C/N, Si/N, C/P, C/O₂ (tableau 7)

∂ (g en symbole)

La partie de la production qui est exportée (sédimentation des coquilles et du COP) est convertie en terme de carbone, et calculée à chaque pas de temps comme suit :

$$P_{exp} = (1 - r) * Q * Chl * C / Chl \quad (41)$$

$$(\delta TCO_2 / \delta t)_B = (\delta P / \delta t)_B * RCP - \partial * P_{exp} \quad (42)$$

$$(\delta AT / \delta t)_B = -2 * (\partial * P_{exp}) \quad (43)$$

$$(\delta SN / \delta t)_B = -(U - r * Q) * Chl * R(SN/Chl) \quad (44)$$

$$(\delta O_2 / \delta t)_B = -(U - r * Q) * Chl * R(C/O_2) \quad (45)$$

Avec : C/Chl est le rapport carbone chlorophylle.

Une partie de la production exportée est constituée des carbonates de calcium Ca CO₃.

La quantité AT varie peu durant la production de carbone organique (BREWER, 1990 in LOUANCHI et al, 1996), son effet en a été négligé

Les paramètres biologiques utilisés lors de notre étude sont représentés dans le tableau 7

Tableau 7: Paramètres biologiques utilisés dans le modèle.

Paramètre	Symbole	Valeur	Unité	Ref
Fraction reminéralisée en surface	r	0.5		LOUANCHI et al, (1996)
Taux de croissance maximal	U_m	2.0	j^{-1}	LOUANCHI et al, (1996)
Constante de demi-saturation de Michaelis- Menten pour les SN	K_N	0.5	$\mu\text{mol/l}$	
	K_{Si}	0.5		
	K_P	0.2		
Constante de demi-saturation pour la lumière	K_i	50		REDFIELD et al, (1963)
C/Chl	C/Chl	55		Anderson, (1995)
C/N	R(SN/Chl)	6.625		
Si/N	R(SN/Chl)	1.0		
C/P	R(SN/Chl)	106		
C/O ₂	C/O ₂	-0.7067		
Rain ratio (taux CIP/COP)	ϑ	0.10		

Nous avons conservé U_{max} , K_i et r de LOUANCHI et al, (1996) en première approximation puisque ces paramètres avaient donnés de bon résultats sur la gyre subtropicale oligotrophe de l'océan indien. Dans l'océan mondial, BROECKER and PENG, (1982) propose un rain ratio moyen de 0.2. Cependant en Méditerranée, COPIN -MONTEGUT, (1993) montre qu'il y a très peu de calcification puisque les relations $AT= f(S)$ sont linéaires. Par conséquent, on choisit un facteur ϑ deux fois plus faible ,que dans l'océan mondial.

3.3.3. Les effets du flux :

Les échanges air-mer affectent seulement le TCO_2 et l' O_2 dans la couche de mélange Z_m .

$$(\delta X/\delta t)_F = F_x / Z \quad (46)$$

Cela s'applique à TCO_2 et O

Avec:

$$F_{\text{CO}_2} = k \cdot \alpha_{\text{CO}_2} \cdot (p_{\text{CO}_2(\text{air})} - p_{\text{CO}_2(\text{océan})}) \quad (47)$$

k est la vitesse de transfert des gaz en $\text{m} \cdot \text{j}^{-1}$. Elle dépend de la température et de la vitesse du vent.

- α_{CO_2} est le coefficient de solubilité du CO_2 en $\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{atm}^{-1}$, et est fonction de la température et de la salinité. Il est calculé par le polynôme de WEISS, (1974) (voir annexe).

- $p_{\text{CO}_2(\text{air})}$ est la pression partielle du CO_2 dans l'air en μatm , corrigée des effets de la pression de vapeur saturante en utilisant le polynôme de WEISS and PRICE, (1980) (annexe).

- $p_{\text{CO}_2(\text{océan})}$ est la pression partielle du CO_2 modélisé dans l'eau de mer en μatm .

Quant au calcul de FO_2 à l'interface air/mer, il a été détaillé plus haut.

3.3.4. Les processus thermodynamiques :

Les effets de la température et de la salinité affectant les variations de f_{CO_2} sont calculées à chaque pas de temps en utilisant le polynôme de GOYET et al, (1993). (Voir annexe)

Ce modèle ne tient pas compte de l'advection horizontale des eaux et donc des apports latéraux de TCO_2 . Cependant, les gradients horizontaux de TCO_2 sont généralement moins importants que les gradients verticaux. De plus, le fait d'utiliser les contraintes de T, S, Chl permet de prendre en compte implicitement d'un certain terme d'advection latérale.

3.3.5. Simulations effectuées:

La moyenne des données de toutes les grilles pour le bassin algérien située au sud de 40° N et au nord de 40°N pour le bassin liguro- provençal, nous permet de reconstruire une climatologie moyenne de ces deux zones pour chacune des décennies 50-60-70 ; 80 et 90.

Une climatologie totale (moyenne des trois décennies) est également calculée.

Les simulations effectuées sont les suivantes :

- Modèles appliqué sur la climatologie totale pour les conditions pré-anthropique.
- Modèle appliqué sur les climatologies décennales pour les conditions des années 50-60-70 ; 80 et 90.

Tableau 7 : contrainte du modèle.

PARAMETRES	ORIGINE
Vent	ERA 40 (ECMWF)
Flux solaire	NACEF (2006)
Zm	Climatologie (cette étude)
T	Climatologie "
S	Climatologie "
O _{2p}	Climatologie "
Chl	Climatologie "
SN _p	Climatologie "
TCO _{2p} = f(T,S, UAO)	AIT AMEUR, (2007)
TA _p =f(S)	AIT AMEUR, (2007)

CHAPITRE 4. RESULTATS ET INTERPRETATION: CLIMATOLOGIES

4.1 Variations spatiales et temporelles :

4.1.1. Evolution annuelle des paramètres hydrologiques :

4.1.1.1. Cycles de la température et de la salinité :

a- La température :

En surface l'allure générale des courbes annuelles des températures dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal (figure18) est quasiment identique quelque soit la décennie. On observe une augmentation de la température des eaux de l'hiver jusqu'à l'été, ce qui est le résultat des variations saisonnières du rayonnement solaire à la surface.

Les minima sont relevés au mois de février dans les deux bassins, toutefois les eaux du bassin liguro- provençal sont légèrement plus froides. Les hivers sont plus rigoureux dans cette partie nord de la Méditerranée occidentale que sur la rive sud. Le bassin liguro- provençal est connu pour être le siège de formation d'eaux profondes sous l'effet des vents froids continentaux (JACQUES et TREGUER, 1986). Les maxima thermiques sont mesurés au mois d'août quelques soit la décennie et varient autour de 23.5°C.

Par ailleurs, il est important de noter qu'il y a eu une augmentation des températures de surface des années 50-60-70 aux années 90 dans les deux régions. Si l'on considère la température moyenne dans chaque bassin par décennie, cette augmentation est de l'ordre de 0.79 °C dans le bassin algérien et de 0.9 °C dans le bassin liguro- provençal.

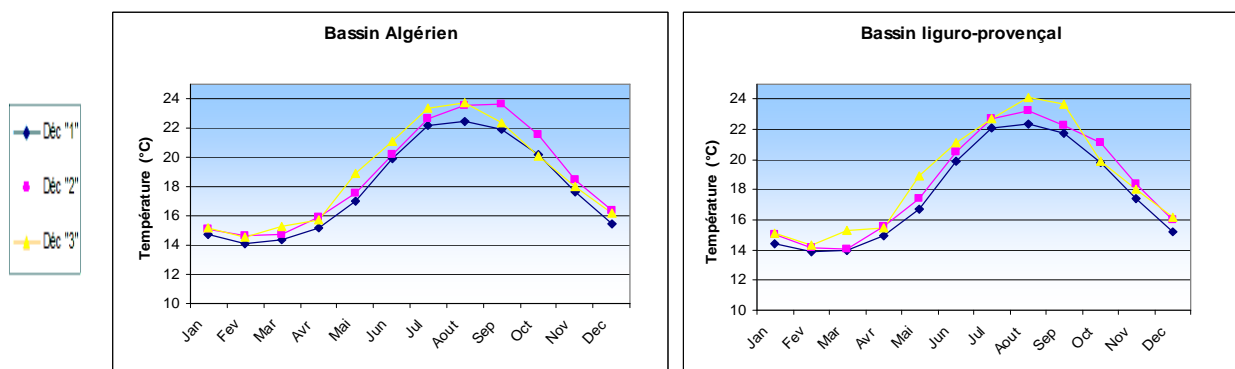


Figure18: Cycles annuels de la température en surface (0m) dans le **bassin algérien** et le bassin **liguro provençal** pour les trois décennies étudiées.

Pour les profondeurs supérieures à 1000 m nous avons calculé la température moyenne pour chaque décennie. Les graphiques de la figure 19 montrent clairement une légère augmentation des températures de la première à la troisième décennie sur l'ensemble de la zone d'étude.

Dans le bassin algérien les températures sont passées d'une moyenne décennale de 12.96°C dans les années 50-60-70 à une moyenne décennale de 13.01°C dans les années 90. Dans le bassin liguro- provençal les moyennes décennales de température ont augmenté de 0.034°C passant de 12.96°C à 13°C. BETHOUX and al, (1998a), constatent une hausse régulière

des températures des eaux de fond dans le bassin occidental depuis les années 40 estimée à 0.4 °C.

L'augmentation des températures des eaux de fond du bassin algéro- provençal nous semble peu significative. Cependant, le fait de considérer des moyennes décennales conduit à un lissage des valeurs

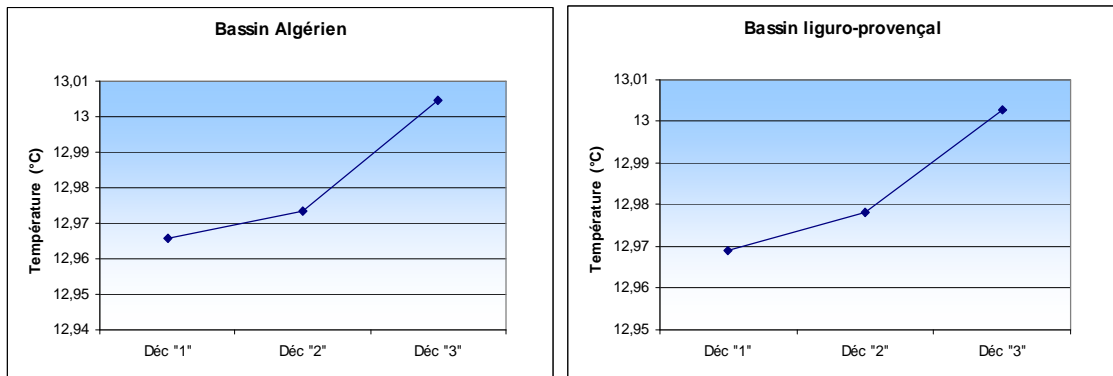


Figure 19: Evolution décennale de la température en profondeur dans le **bassin algérien** et le bassin **liguro- provençal** pour les trois décennies étudiées.

b- La salinité :

L'évolution annuelle de la salinité (figure 20) présente globalement le même aspect dans les deux bassins. Ses variations saisonnières sont beaucoup moins prononcées que celles de la température, en effet, la répartition de la salinité en surface n'est pas liée à l'ensoleillement mais plus au bilan évaporation- précipitation. Les amplitudes de variation de la salinité dans le bassin algérien sont respectivement de 0.42, de 0.65 et de 0.31 pour les trois décennies. Elles sont de 0.37, 0.46, et 0.41 dans le bassin liguro- provençal pour les années 50-60-70, les années 80 et les années 90 respectivement.

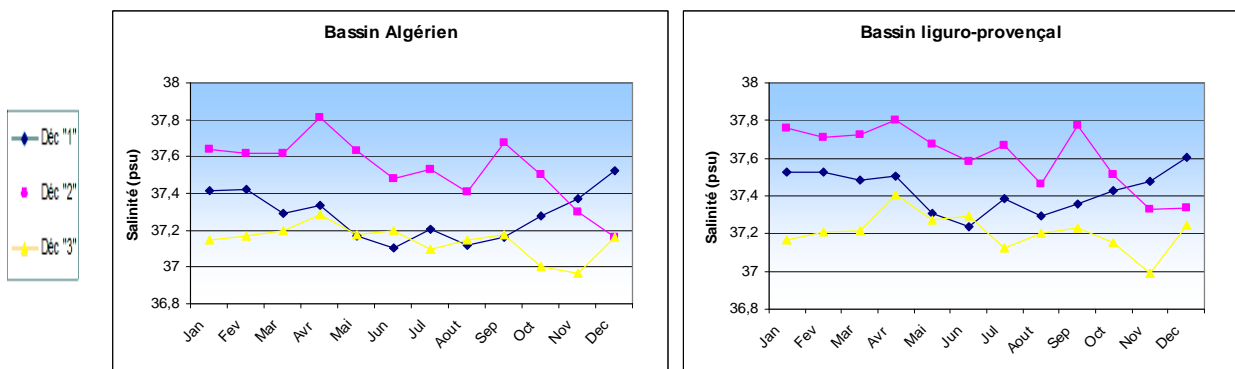


Figure 20: Cycles annuels de la salinité en surface (0m) dans le **bassin algérien** et le bassin **liguro- provençal** pour les trois décennies étudiées.

En profondeur (figure 21), on remarque une augmentation de la salinité de l'ordre 0.035 psu de la 1^{ère} à la troisième décennie dans le bassin algérien et de l'ordre de 0.032 psu dans le bassin liguro-provençal. Dans les années 90 il y a eu une légère diminution de la salinité des eaux de fond toutefois la tendance générale reste à la hausse comme le souligne BETHOUX et al, (1998a). Les faibles augmentations ne nous semblent pas significatives pour les raisons invoquées plus haut

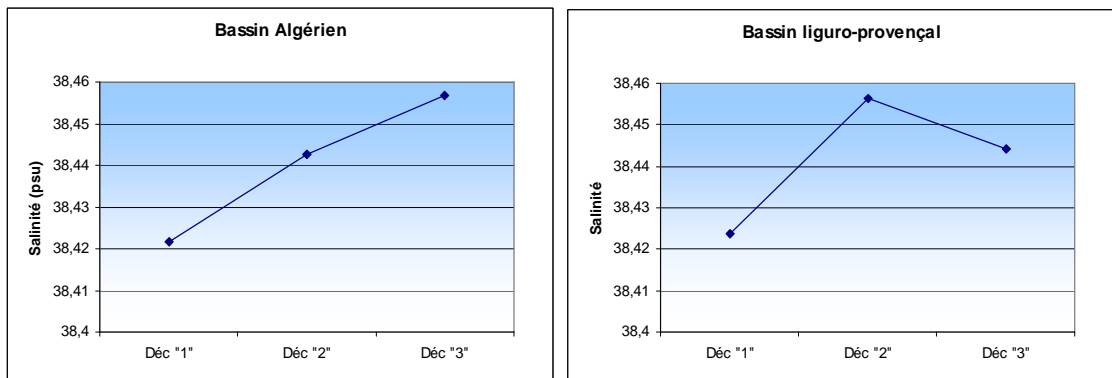


Figure 21: Evolution décennale de la salinité en profondeur dans le **bassin algérien** et le bassin **liguro-provençal** pour les trois décennies étudiées.

4.1.1.2. Diagramme TS :

Les diagrammes TS sont réalisés en utilisant les données non interpolées de température et de salinité. Ils sont tracés pour chaque saison pour les deux bassins, le bassin algérien et le bassin liguro-provençal (Figures 22 et 23)

L'étude des diagrammes TS au sein du bassin algérien et du bassin liguro provençal met clairement en évidence 3 masses d'eaux : l'*Eau Atlantiques Modifiée* (MAW) dont les salinités sont inférieures ou égales à 38, cette masse d'eau se trouve en surface (son épaisseur ne dépasse guère 200m) et est clairement affectée par le cycle thermique, ce qui se traduit par une gamme importante de variation des températures avec une amplitude d'environ 10°C entre l'été et l'hiver

La deuxième masse d'eau que l'on distingue relativement bien est l'*Eau Levantine Intermédiaire* ou LIW avec des températures autour de 13.9°C-14°C et une salinité de 38.55 psu.

La troisième eau type présente dans nos digrammes TS est l'*Eau Profonde* (WMDW) qui se caractérise par une température de 12.8°C et une salinité de 38.45 psu. Enfin, la WIW qui ne se voit pas dans nos diagrammes TS car elle est perdue dans les océans de mélange entre la MAW et la LIW

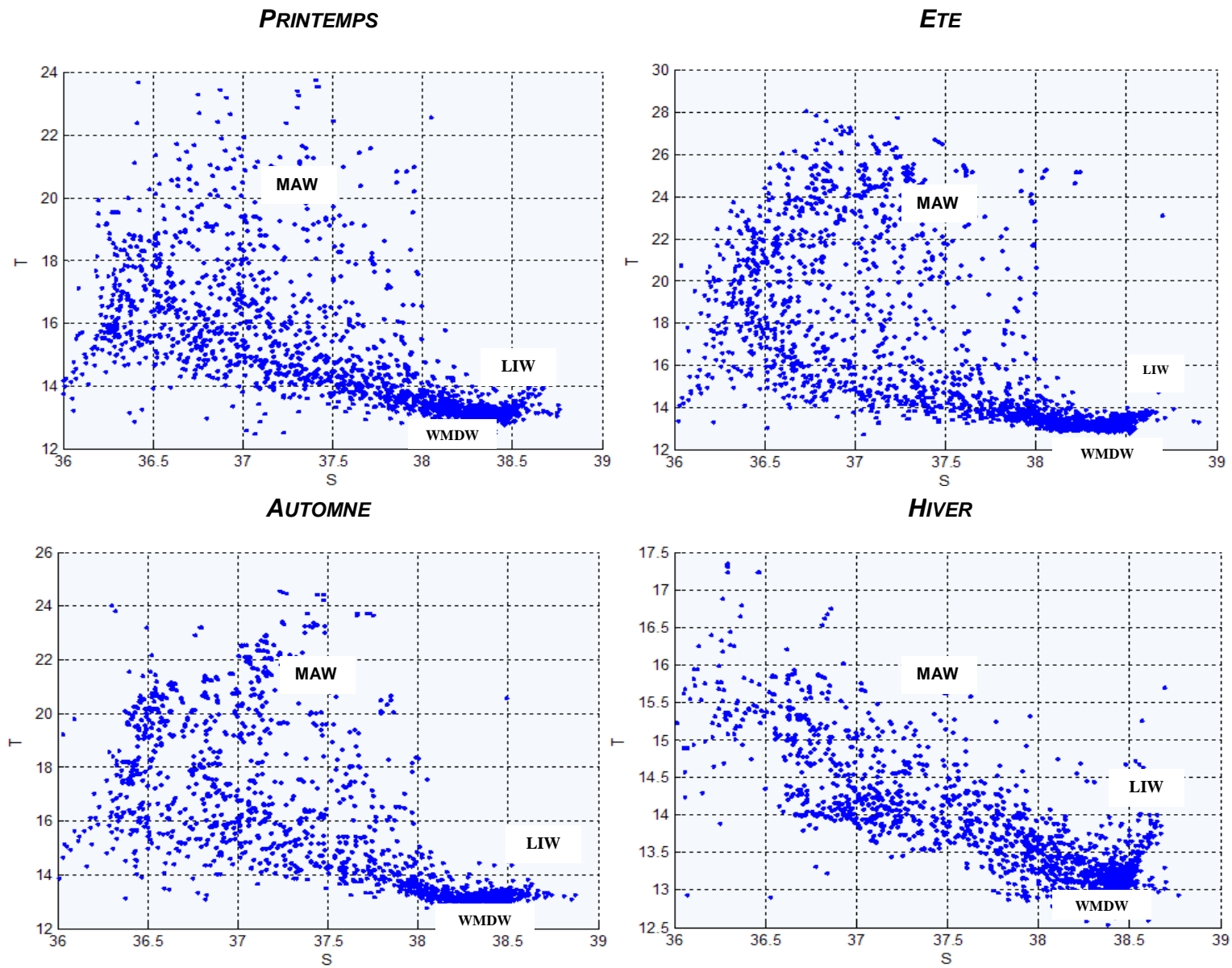


Figure 22 : Diagrammes TS pour le bassin algérien

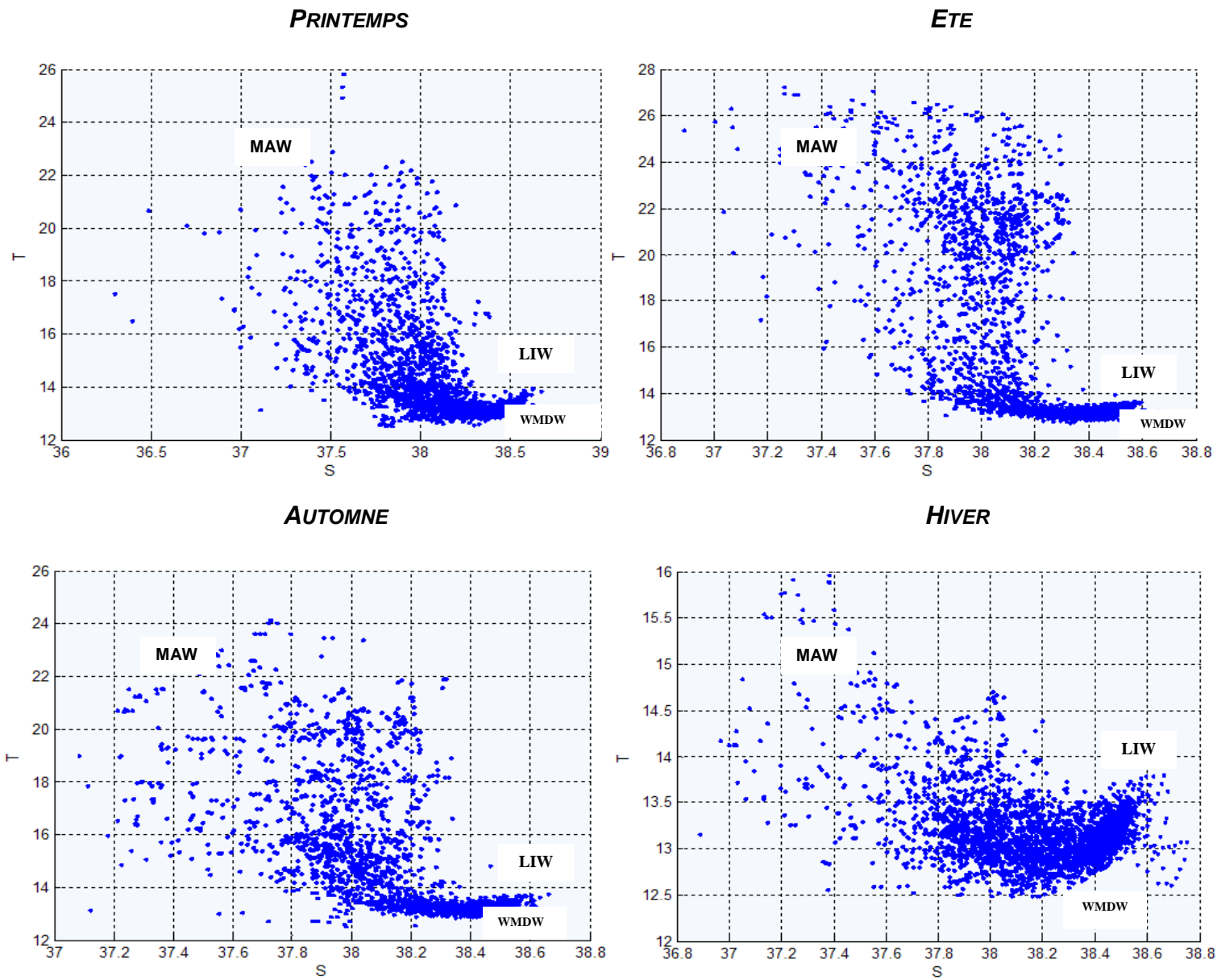


Figure 23: Diagrammes TS pour le bassin liguro-provençal.

4.1.2. Evolution annuelle des paramètres biogéochimiques :

4.1.2.1. Cycle des sels nutritifs et de l'oxygène dissous

Les cycles annuels en surface des nitrates, phosphates et silicates dans le bassin algérien et le bassin liguro-provençal (figure 24) présentent globalement les mêmes tendances quelque soit la décennie. Les concentrations les plus élevées en sels nutritifs sont observées en hiver (Janvier– février- mars selon la décennie), les mélanges verticaux hivernaux favorisent les remontées d'eaux profondes riches en nutriments.

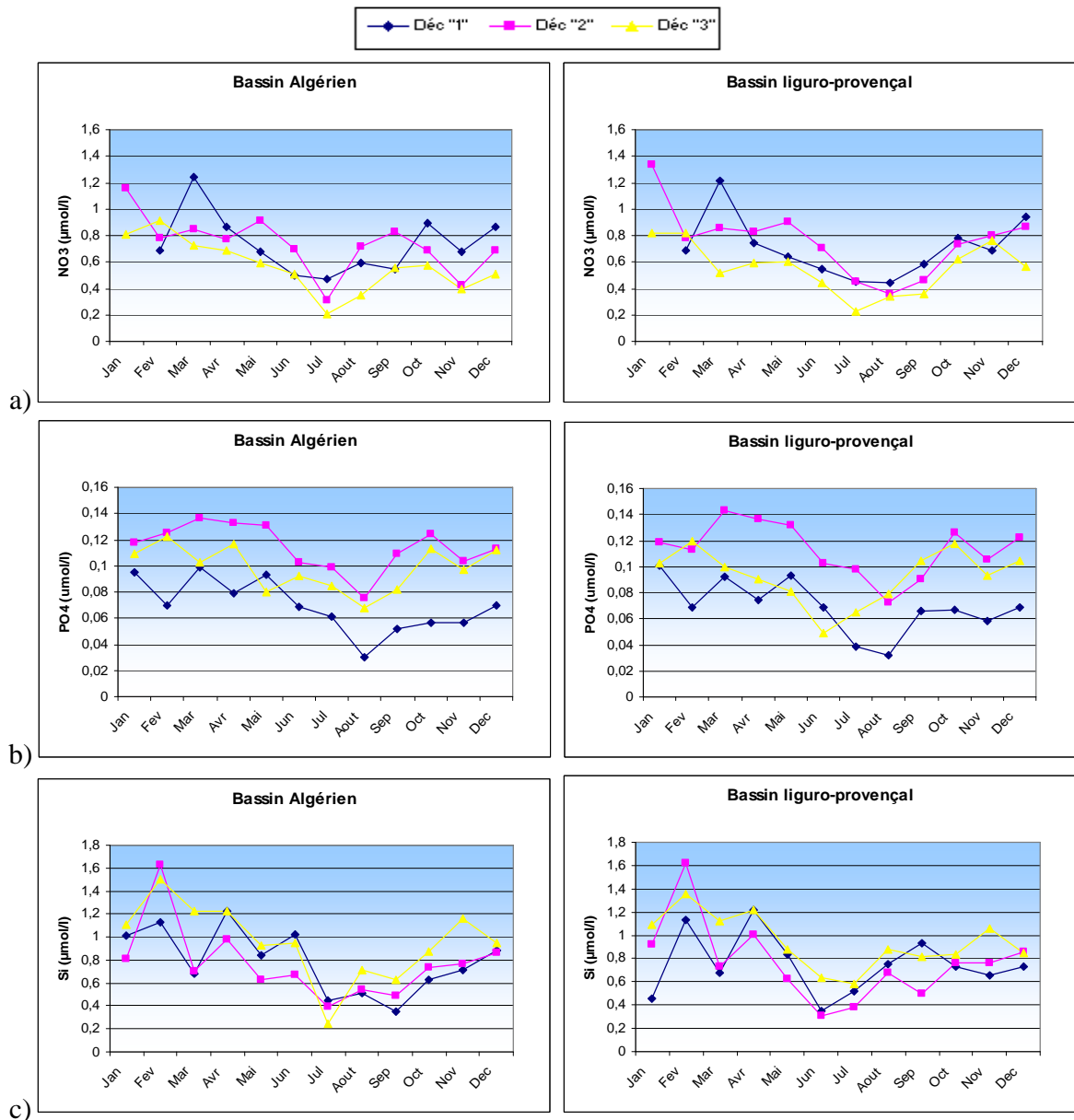


Figure 24 : Cycles annuels des nitrates (a), des phosphates (b) et des silicates (c) en surface (0m) dans le bassin **algérien** (à gauche) et dans le bassin **liguro- provençal** (à droite) pour les trois décennies étudiées.

La consommation des sels nutritifs par les espèces phytoplanctoniques fait diminuer leur concentrations pour atteindre des valeurs très faibles en été (juillet -Août), d'autant plus que le réchauffement des eaux superficielles en saison estivale engendre une stratification, ce qui forme un écran aux échanges et empêche le renouvellement des sels nutritifs en surface.

Les concentrations de surface les plus élevées (toutes décennies confondues) en nitrates mesurées ne dépassent pas 1.24 $\mu\text{mol/l}$ dans le bassin algérien et 1.31 $\mu\text{mol/l}$ dans le bassin liguro- provençal. Pour les phosphates les maxima sont de l'ordre de 0.14 $\mu\text{mol/l}$ sur l'ensemble de la zone d'étude alors que les valeurs maximales desilicates sont de l'ordre de 1.60 $\mu\text{mol/l}$. Ces valeurs reflètent l'oligotrophie des eaux méditerranéennes.

Nous observons d'une manière générale une augmentation des concentrations des sels nutritifs depuis les années 50-60-70 jusqu'aux années 90 même si les années 80 semblent les plus fertiles surtout en terme de phosphates. Ceci pourrait s'expliquer par plus d'apports telluriques et/ou atmosphérique durant ces années. D'ailleurs, la Méditerranée reçoit chaque année des quantités considérables de poussières sahariennes, source potentielle de phosphore à la colonne d'eau, (RIDAME, 2001).

Par ailleurs il n'y a pratiquement pas de différence entre les concentrations moyennes des sels nutritifs mesurées dans le bassin algérien et celles relevées dans le bassin liguro- provençal. Cela peut être lié à un artefact de l'interpolation spatiale.

L'évolution annuelle de l'anomalie en oxygène en surface est présentée dans la figure (25). Le bassin algéro-provençal est une source d'oxygène pour l'atmosphère toute l'année. Les concentrations maximales sont relevées durant la saison estivale lorsque les sels nutritifs atteignent leurs concentrations les plus faibles. L'augmentation de l'anomalie en oxygène commence dès la fin du printemps et atteint le maximum au milieu de l'été (accumulation de production photosynthétique d'oxygène). NAJJAR and KEELING, (1997) reporte que l'augmentation de l'anomalie en oxygène en surface est liée à l'augmentation de la température des eaux en été, car la solubilité diminue de l'hiver à l'été

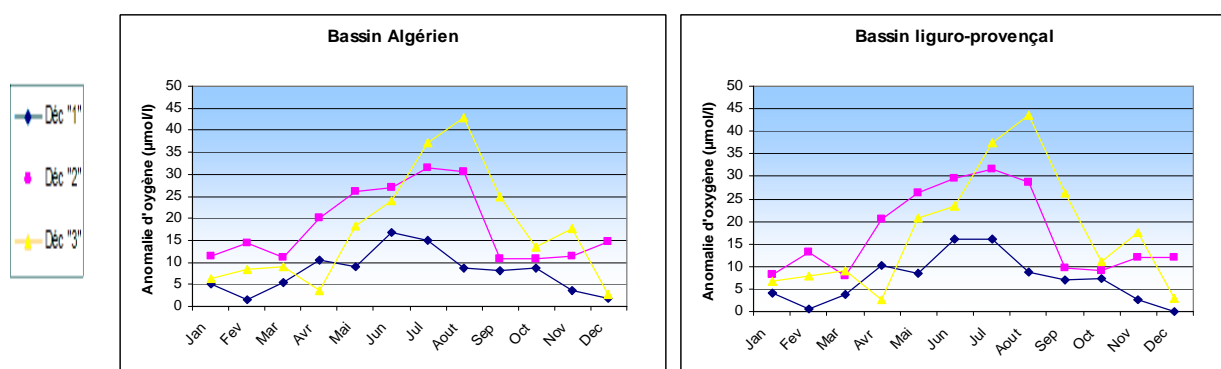


Figure 25 : Cycles annuels de l'anomalie d'oxygène (-UAO) en surface (0m) dans le bassin **algérien** et dans le bassin **liguro- provençal** pour les trois décennies étudiées.

La figure 26 montre l'évolution décennale des sels nutritifs en profondeur ($z > 1000$ m).

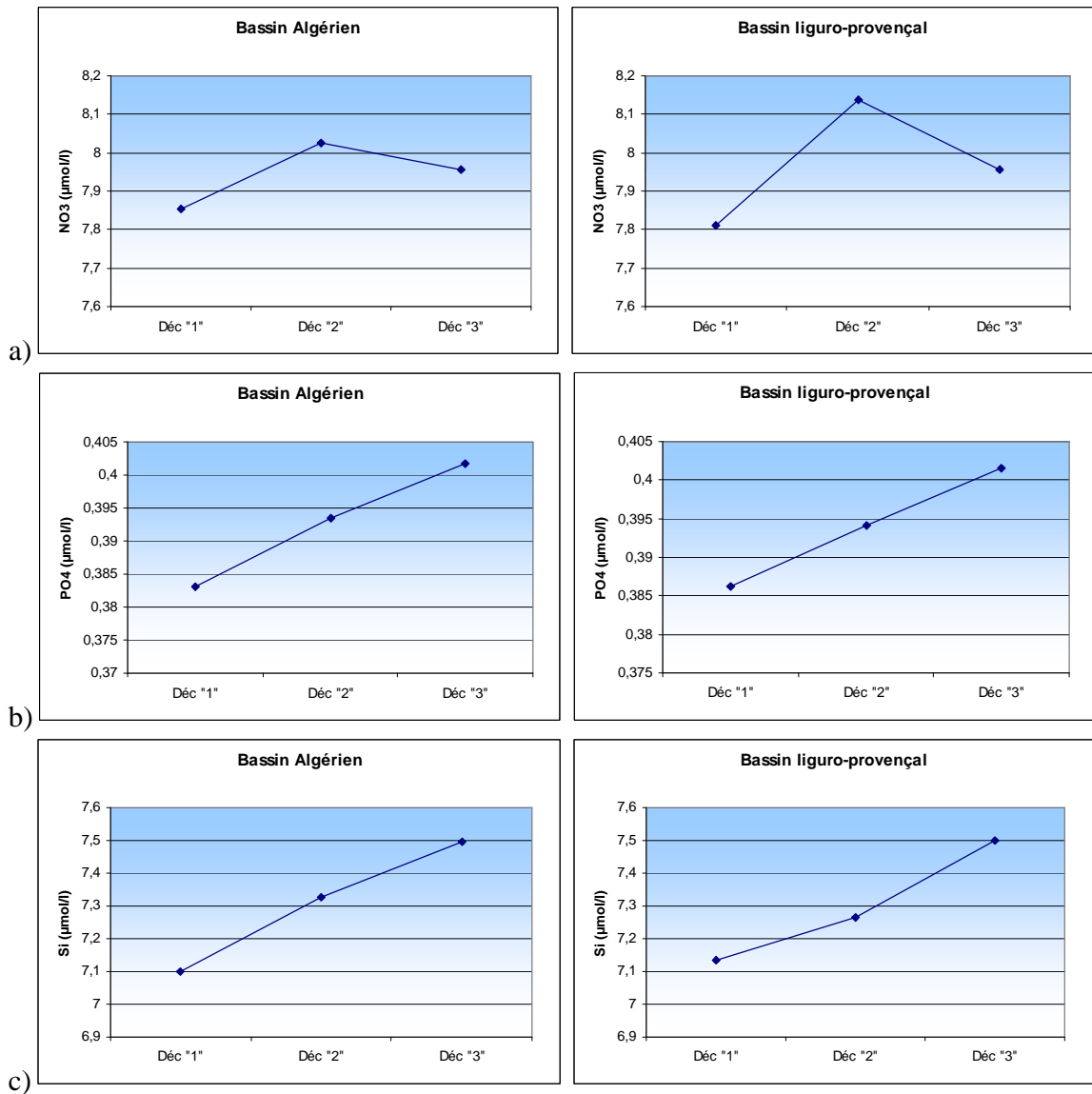


Figure 26: Evolution décennale des nitrates (a), des phosphates (b) et des silicates (c) en profondeur dans le **bassin algérien** (à gauche) et le bassin **liguro-provençal** (à droite) pour les trois décennies étudiées.

Les concentrations des nitrates, phosphate et silicates, sont beaucoup plus élevées que celles mesurées en surface du fait de la reminéralisation de la matière organique et de la dissolution de la silice biogénique qui a lieu dans les couches profondes.

Par ailleurs, et d'une manière générale, on remarque une légère augmentation des concentrations des sels nutritifs depuis les années 50-60-70 jusqu'aux années 90 sur

l'ensemble du bassin algéro-provençal. Cette augmentation est un peu plus marquée dans le bassin algérien que dans le bassin liguro-provençal.

Les études menées par BETHOUX *et al*, (1998b) sur des données historiques ont permis de confirmer une hausse dans le temps des concentrations en phosphate, sur la période 1963-1994, et nitrate, sur la période 1972-1994, de l'ordre de 0,5% par an avec toutefois peu de changement dans les concentrations des silicates. Ces auteurs attribuent cette hausse à l'augmentation des apports atmosphériques et telluriques, notamment les rejets sans traitement des eaux usées domestiques riches en poly-phosphates des pays riverains.

L'évolution décennale de l'anomalie en oxygène est présentée dans la figure 27. Les valeurs négatives de l'anomalie en oxygène traduisent l'utilisation d'O₂ lors de la reminéralisation de la matière organique par la dégradation bactérienne dans les couches profondes. Les années 80 présentent les valeurs les plus élevées, toutefois la tendance générale depuis les années 50 est à la hausse dans les deux bassins et semble être corrélées à l'évolution des nitrates. L'oxygène en profondeur aurait donc diminué dans le temps, ce qui va dans le sens d'une augmentation d'apports organiques telluriques.

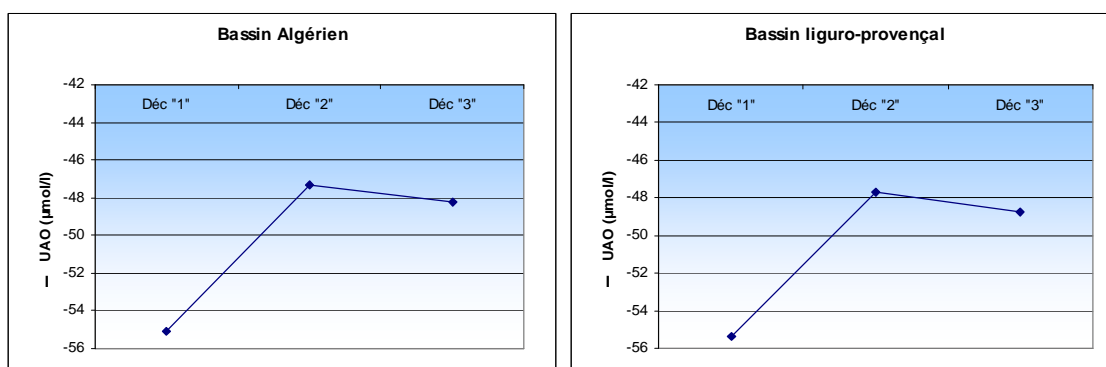


Figure 27 : Evolution décennale de l'anomalie en oxygène en profondeur dans le **bassin algérien** (à gauche) et le bassin **liguro-provençal** (à droite) pour les trois décennies étudiées.

4.1.2.2. Rapports élémentaires :

Dans notre étude nous avons calculé les rapports biochimiques pour le bassin algérien et le bassin liguro-provençal sur l'ensemble des données de sels nutritifs non interpolées pour chaque saison. Nos rapports ont été calculés par des régressions linéaires sur toute la colonne d'eau. Ce sont donc à la fois des rapports de production et de régénération.

La Méditerranée est connue depuis longtemps comme une mer oligotrophe. De nombreuses études (BETHOUX *et al*, 1998b ; BETHOUX *et al*, 2001 ; DIAZ *et al*, 2001) montrent un rapport N/P plus élevé dans les eaux méditerranéennes que le ratio typique de 16, cet état de fait se reflète généralement dans l'ensemble de nos résultats (tableau 8)

Le bassin algérien montre un rapport global de N/P de 19 avec une variation saisonnière marquée entre l'hiver où le ratio atteint sa plus faible valeur de 15.63 et l'été avec un ratio de 21.21. Les valeurs de N/P élevées sont probablement dues au fait que le phosphore est un élément limitant à la croissance phytoplanctonique en Méditerranée (DIAZ *et al*, 2001). Par ailleurs, ils peuvent aussi s'expliquer par la fixation de l'azote atmosphérique par l'écosystème

à *Posidonia oceanica* et par certaines espèces de bacterioplancton (BETHOUX and COPIN MONTEGUT, 1986).

Par ailleurs, de faibles valeurs de N/P (~17 à 19) pourraient être liées au fait qu'il y a moins de données de NO_3^- par rapport aux données de PO_4^{3-} . Selon LOUANCHI AND NAJJAR. (2000), ce type d'artefact se produit souvent dans les études de données. Le rapport N/P de 15.63 en hiver dans le bassin algérien est dû en partie aux apports atlantiques avec N/P~16. En effet c'est en hiver que le flux entrant à Gibraltar est le plus élevé (dépression hivernale d'ouest).

Le bassin liguro- provençal présente pratiquement les mêmes tendances que le bassin algérien. La valeur moyenne de N/P sur l'ensemble des données sur 50 ans est aux alentours de 20 ce qui concorde avec la bibliographie. L'hiver reste la saison avec l'indice le plus faible (17.86) probablement dû aux raisons citées auparavant auxquelles on peut aussi ajouter l'influence des apports du Rhône (N/P ~ 6) dans le bassin liguro-provençal.

Pour ce qui est du rapport Si/N, les valeurs obtenues sont inférieure ou égales à 1 et ceci dans les deux bassins, ce qui rejoint les résultats obtenus par RIBERA et al, (2003) dans la partie Ouest de la Méditerranée.

Tableau 8 : Rapports élémentaires en Méditerranée.

Rapport élémentaire		Bassin algérien	Bassin liguro-provençal
N / P	Automne	19.79	20.26
	Printemps	19.41	19.88
	Eté	21.21	19.8
	Hiver	15.63	17.86
Si / N	Automne	1.04	1.007
	Printemps	1.05	1.06
	Eté	0.95	1.02
	Hiver	0.94	0.93
UAO/P	Automne	161.3	155.4
	Printemps	176.1	188.2
	Eté	180.5	161.7
	Hiver	122	118.3

Enfin, le rapport d'oxydation UAO/P est égal à 160 dans le bassin algérien, et est de l'ordre de 156 dans le bassin liguro- provençal, ce qui entre dans la gamme de valeurs (140 à 160) proposé par ANDERSON, (1995). Toutefois nous constatons qu'il y a une différence entre

les saisons. En hiver le rapport UAO/P atteint sa plus faible valeur dans les deux bassins. Ceci pourrait être lié à la dissolution de l'oxygène atmosphérique dans les eaux de surface en hiver et à sa pénétration en profondeur par le brassage vertical et la convection profonde.

4.1.3. Variations saisonnières des paramètres physico-chimiques :

4.1.3.1. Température et Salinité :

Les distributions en surface de la température et de la salinité dans l'ensemble du bassin algéro-provençal pour les années 50-60-70, les années 80 et les années 90 présentées en figures 28 et 29 respectivement. Leurs distributions à 200 m sont représentées en figures (30) et (31).

Pour ce qui est des températures de surface, les valeurs varient entre 13.5 et 15°C en hiver et 21 à 25°C en été. Au mois de février, on remarque clairement pour toutes les décennies que les eaux atlantiques entrant au détroit de Gibraltar sont plus chaudes de quelques degrés par rapport aux eaux du bassin algérien. Cela serait dû à l'intensité du mélange au niveau du détroit de Gibraltar (MILLOT et TAUPIER LETAGE, 2004). Cet état de fait est masqué en été par l'augmentation générale des températures de surface et la dominance des vents d'Est.

On remarque aussi que les températures de surface de la rive sud du bassin algéro-provençal sont plus chaudes que celles des côtes françaises et espagnoles. Enfin on observe également une augmentation des températures de surface de la 1^{ère} à la 3^{ème} décennie quelque soit la saison. MORON, (2003) reporte une hausse des températures de surface de la Méditerranée occidentale de l'ordre de 1°C sur la période 1900–1996. Ils est intéressant de noter que nous observons cette augmentation sur un demi siècle seulement

Les salinités de surface varient entre 37.10 et 37.75 psu en février et entre 36.46 et 37.47 psu en août toutes décennies confondues. L'augmentation de la salinité de l'été à l'hiver serait le fait de l'évaporation importante en hiver lorsque la température superficielle est abaissée par l'action des vents froids continentaux, (NIELSEN, 1912 in JACQUES et TREGUER, 1986).

Quelque soit la saison, les salinités les plus faibles sont généralement observées au niveau du détroit de Gibraltar. Les eaux atlantiques entrant sont connues pour avoir les salinités plus faibles que les eaux méditerranéennes (BETHOUX et al, 1998b)

A 200 m de profondeur, les températures varient entre 13.07 et 13.28°C en hiver et 13.19 et 13.48°C en été alors que les salinités varient entre 38.21 et 38.43 psu au mois de février et 38.15 et 38.34 psu au mois d'août. Ces gammes de températures et de salinités sont proche de celles de l'eau levantine intermédiaire dont les caractéristiques sont des températures maximales entre 13°C et 14°C et des salinités maximales entre 38.5 et 38.7 psu (BENZOHRRA and MILLOT, 1995).

La salinité montre que, la deuxième décennie se différencie par les valeurs les plus élevées, en surface et à 200m. Cet état de fait pourrait être attribué à la sécheresse qu'ont connue les pays de la rive sud de la Méditerranée occidentale durant les années 80 (ABAAB et al, 1995).

Février

à 0 m

Août

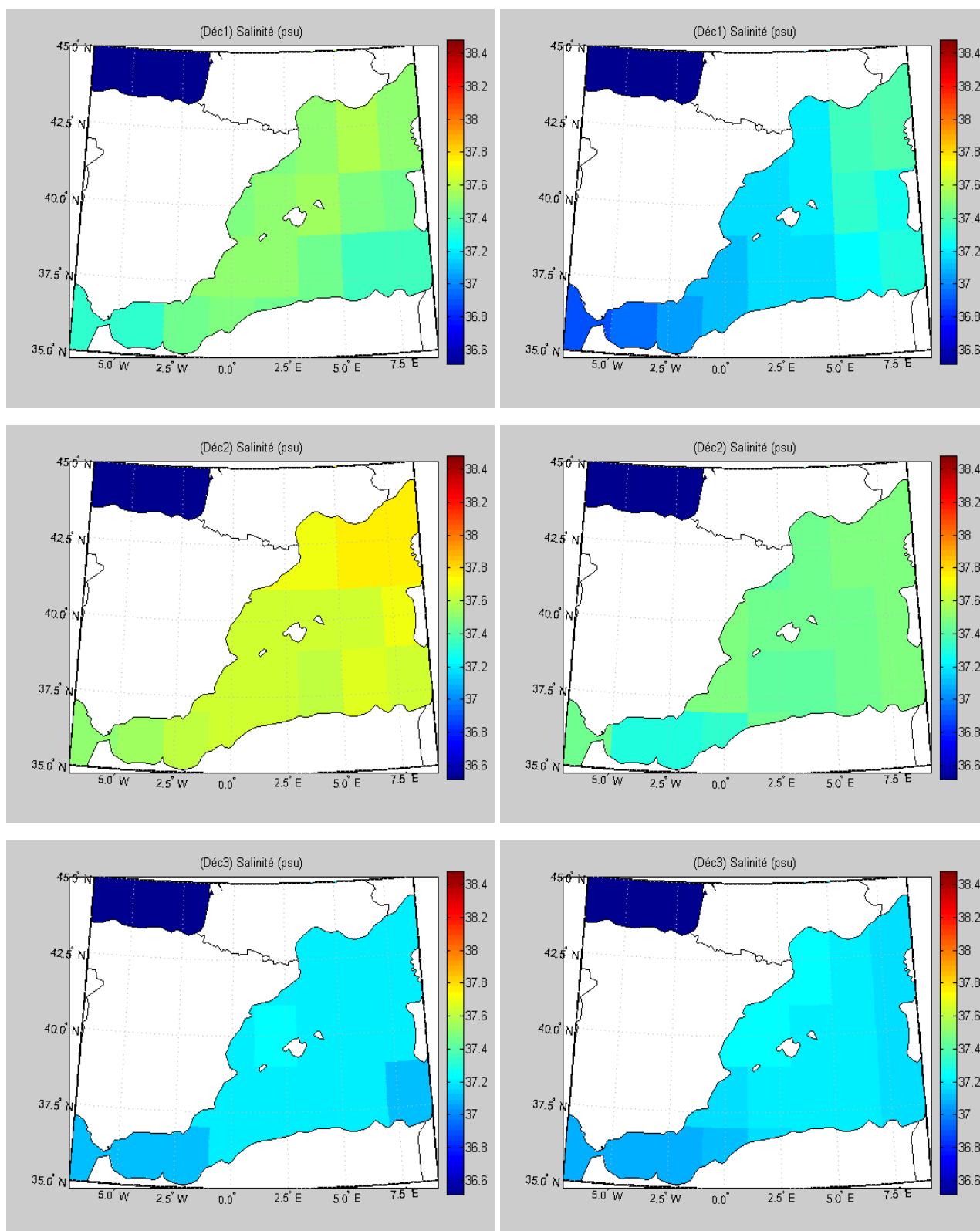


Figure 29 : Distribution des **Salinités** de surface dans le bassin algéro-provençal en hiver (février) et en été (août) pour les trois décennies étudiées

Février

à 200 m

Août

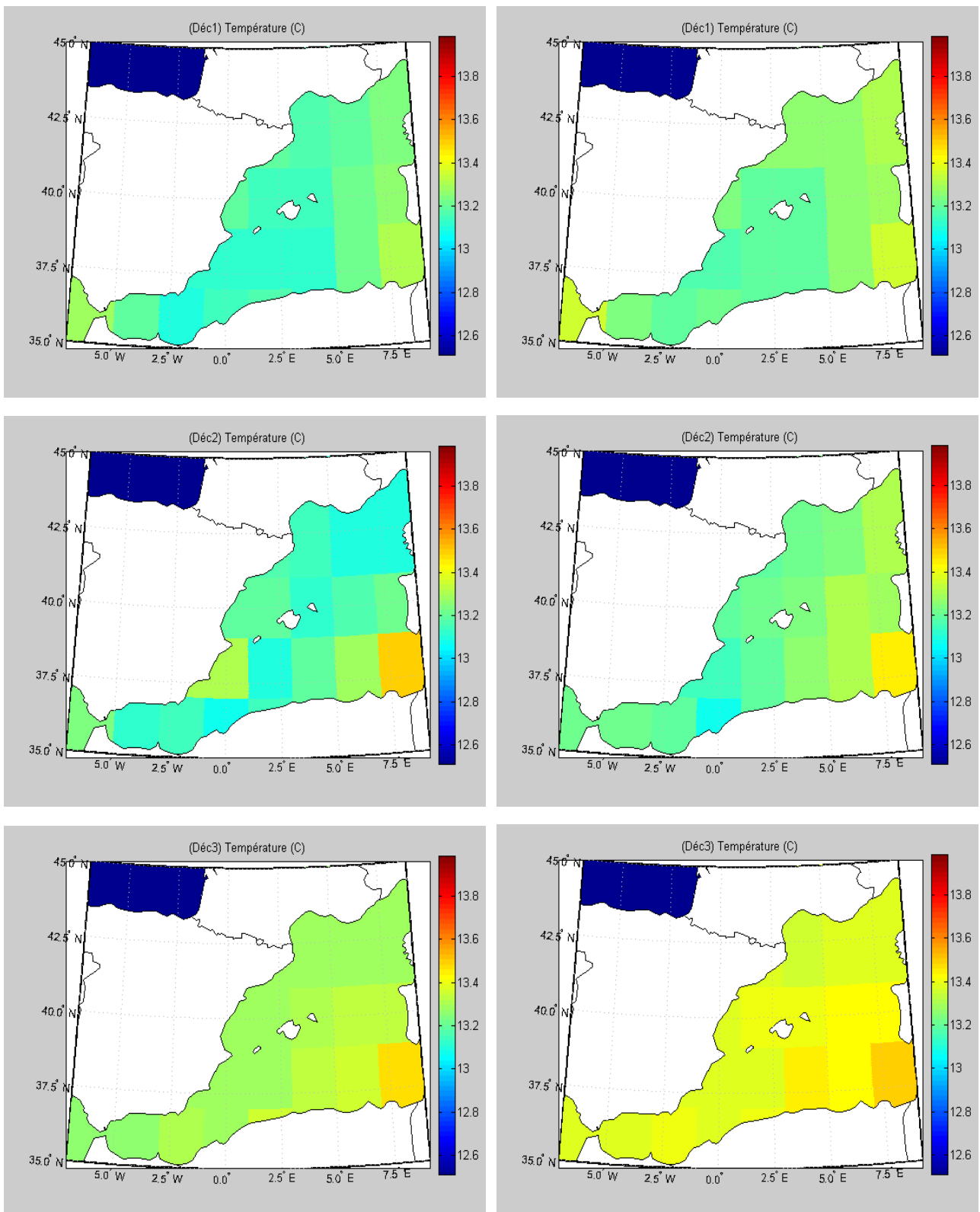


Figure 30 : Distribution des **Températures** à 200m de profondeur dans le bassin algéro-provençal en hiver (février) et en été (août) pour les trois décennies étudiées

Février

à 200 m

Août

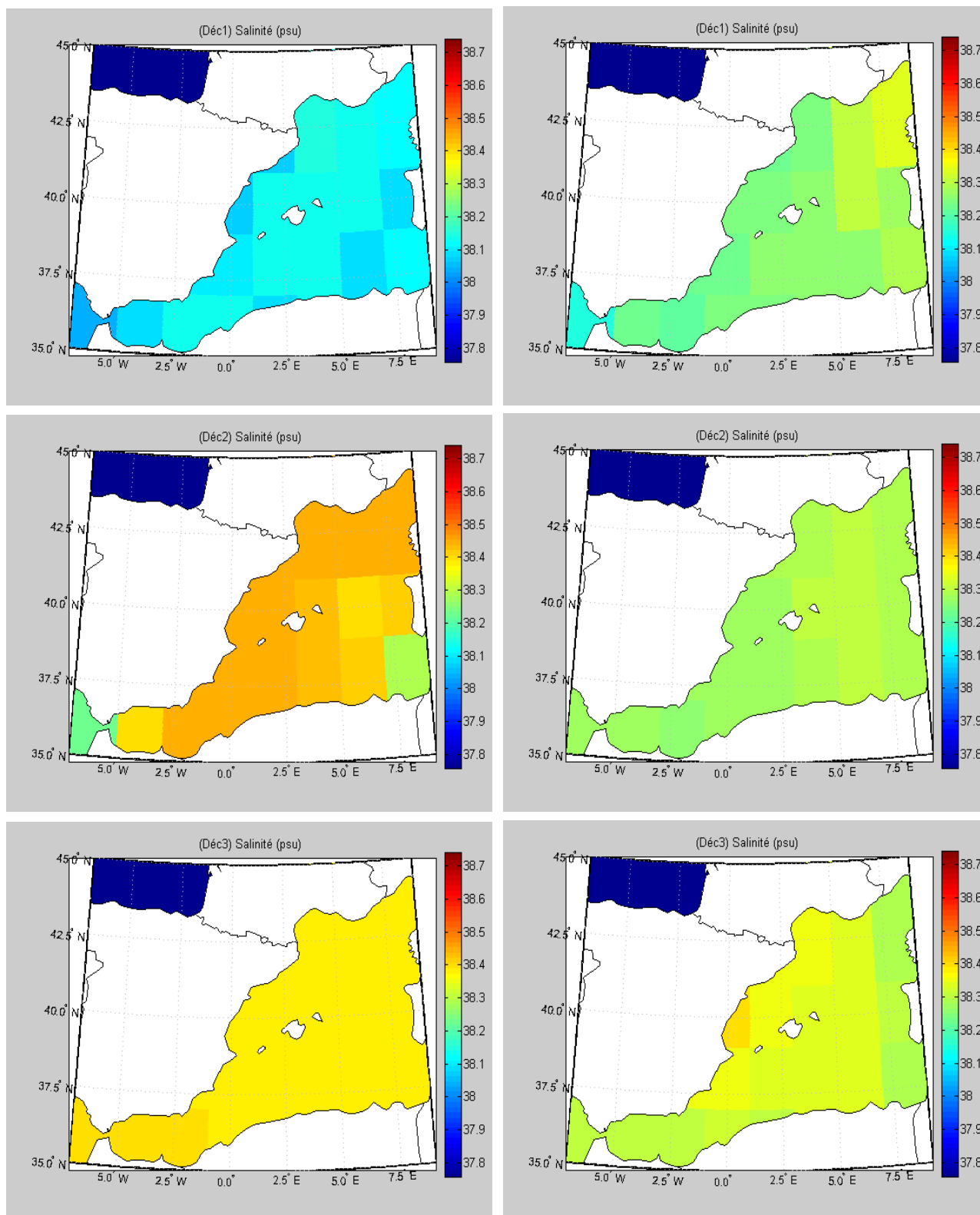


Figure 31 : Distribution des **Salinités** à 200 m de profondeur dans le bassin algéro -provençal en hiver (février) et en été (août) pour les trois décennies étudiées

4.1.3.2. Anomalie en oxygène et distribution des Sels Nutritifs :

La figure (32) montre la distribution en surface de *l'anomalie en l'oxygène* ou - UAO dans l'ensemble du bassin algéro-provençal. Les cartes des nitrates, phosphates et silicates sont présentées dans les figures (33), (34) et (35) respectivement.

L'analyse des cartes de *l'anomalie en oxygène* en surface montre clairement une augmentation de l'hiver à l'été. Cette augmentation est corrélée d'une part à l'élévation des températures de surface et d'autre part à l'accroissement de l'activité phytoplanctonique qui commence dès le printemps après stabilisation des masses d'eau. (JACUES, 1986).

D'autre part, on note une augmentation sensible des valeurs de *l'anomalie en l'oxygène* des années 50-60-70 aux années 90 surtout durant les mois d'été. A 200 m de profondeur (figure 36), la hausse de *l'anomalie en oxygène* est prévisible, en effet les eaux intermédiaires sont connues pour être pauvres en oxygène à cause de la dégradation bactérienne des débris organiques.

Pour ce qui est des sels nutritifs, il y a diminution de leurs concentrations en surface de février à août à cause de leur consommation par le phytoplancton.

Les concentrations en surface des nutriments sont très faibles et reflètent l'oligotrophie des eaux méditerranéennes. En effet la concentration des nitrates, phosphates et silicates en hiver ne dépassent pas 1.06 $\mu\text{mol/l}$, 0.14 $\mu\text{mol/l}$ et 1.825 $\mu\text{mol/l}$ respectivement. En été ces valeurs sont à la baisse. Les maximums enregistrés toute décennie confondue sont de 0.86 $\mu\text{mol/l}$ pour les nitrates, de 0.088 $\mu\text{mol/l}$ pour les phosphates et de 1.03 $\mu\text{mol/l}$ pour les silicates. Les différences saisonnières (hiver – été) toutes décennies confondue sont de 0.14 $\mu\text{mol/l}$ pour les nitrates, 0.027 $\mu\text{mol/l}$ pour les phosphates et 0.6 $\mu\text{mol/l}$ pour les silicates. Ces amplitudes montrent clairement que le phosphate est le sel nutritif limitant dans le bassin occidental, car il est pratiquement totalement épuisé dans les eaux superficielles en été.

Par ailleurs, la tendance générale est une hausse des concentrations des sels nutritifs des années 50-60-70 aux années 90. Cette augmentation est probablement le résultat de l'augmentation des apports atmosphériques et telluriques. L'augmentation des apports superficiels est à mettre en relation avec l'augmentation de la population des pays riverains, +1,6% par an entre 1960 et 1983 (UNEP, 1988 *in* BETHOUX et al, 2001), de leur niveau de vie (+4,7% par an) et des activités industrielles et agricoles.

Dans les eaux intermédiaires (200m) (figure 37 à 39), on note une nette augmentation des concentrations en sels nutritifs par rapport à la surface due à la reminéralisation de la matière organique. On remarque aussi qu'il y a augmentation des concentrations des phosphates des nitrates et des silicates entre l'été et l'hiver. Cette augmentation pourrait être liée à la reminéralisation de la matière organique au cours des diverses saisons de production (automne – hiver- printemps) On note également que la deuxième décennie présente des concentrations plus élevées en phosphates et en silicates à 200 m alors qu'on a une augmentation graduelle des teneurs en nitrates des eaux intermédiaires de la 1^{ère} à la troisième décennie.

Février

à 0 m

Août

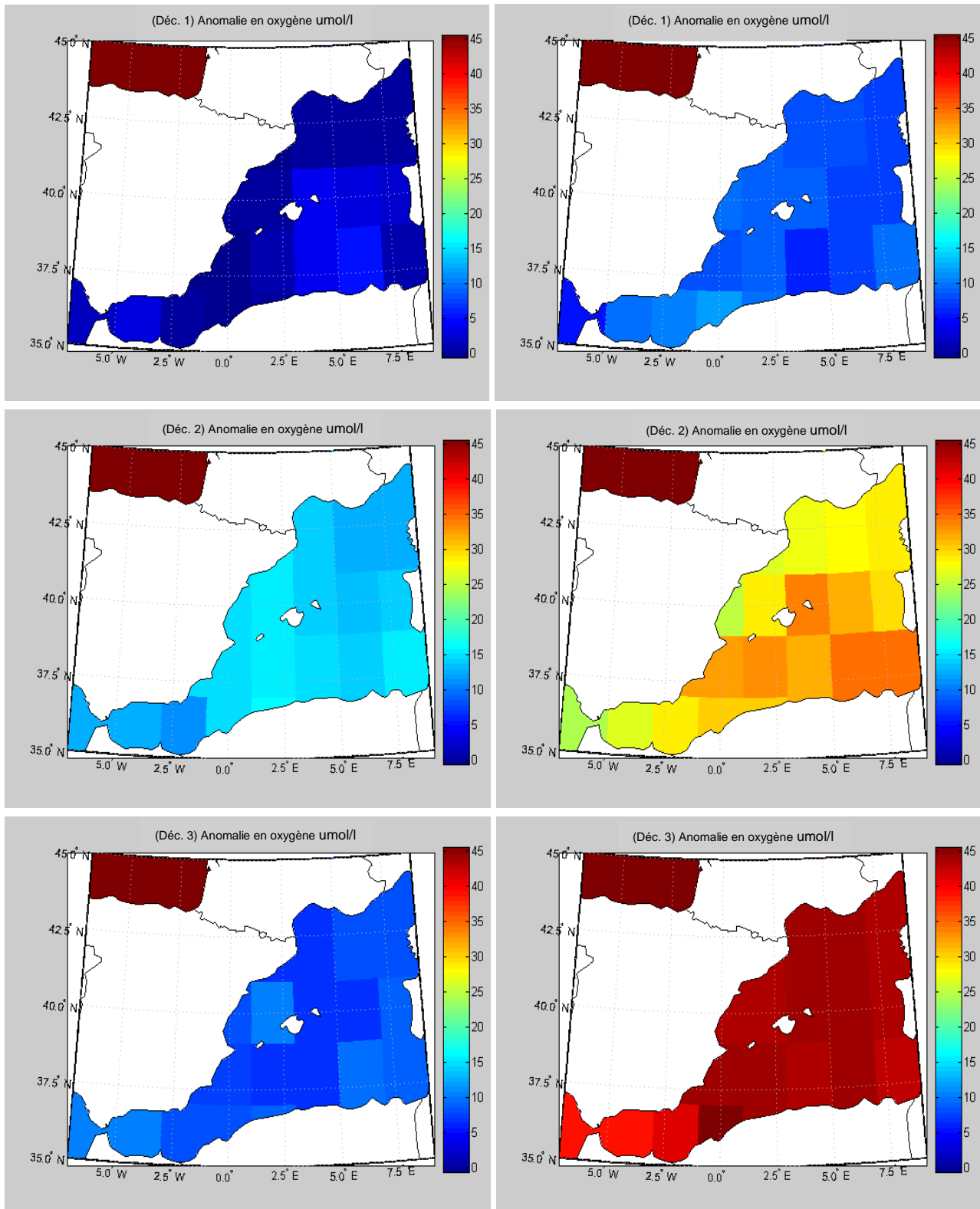


Figure 32: Distribution de l'Anomalie en oxygène en surface dans le bassin algéro-provençal en (février) (à gauche) et en août (à droite) pour les trois décennies étudiées

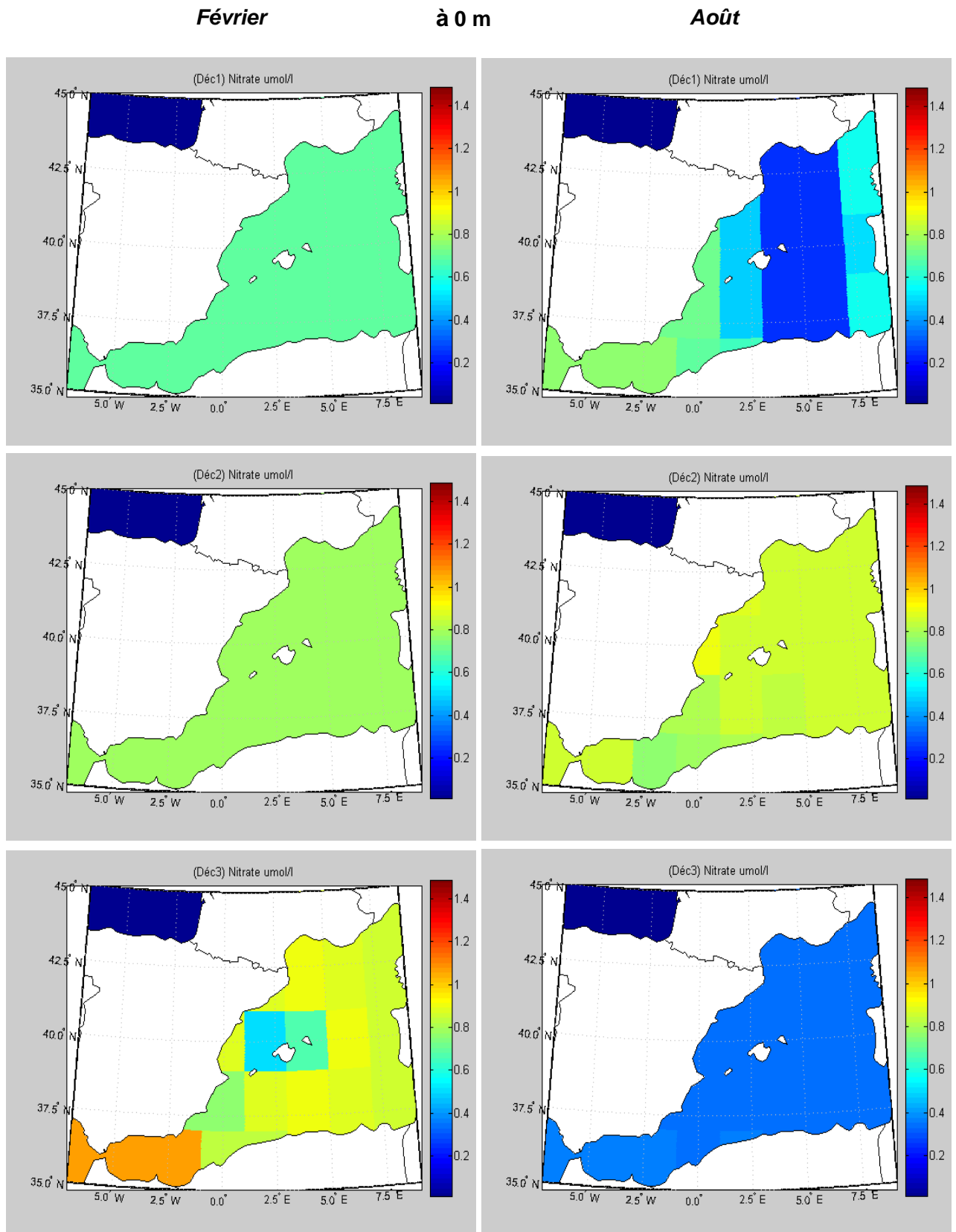


Figure 33 : Distribution des **Nitrates** en surface dans le bassin algéro -provençal en février (à gauche) et en août (à droite) pour les trois décennies étudiées

Février

à 200 m

Août

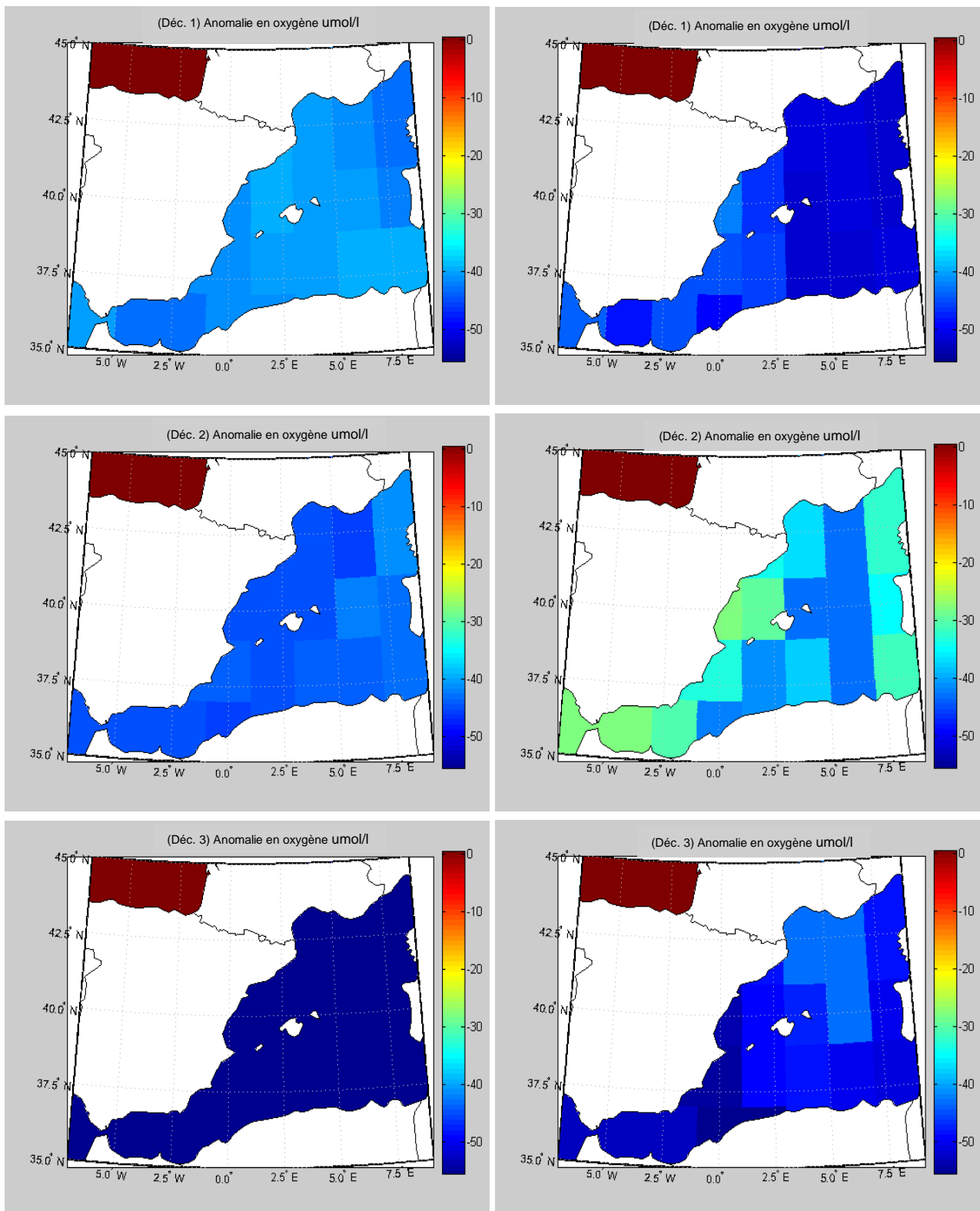


Figure 36: Distribution de l'Anomalie en oxygène à 200m dans le bassin algéro- provençal en février (à gauche) et en août (à droite) pour les trois décennies étudiées

Février

à 200 m

Août

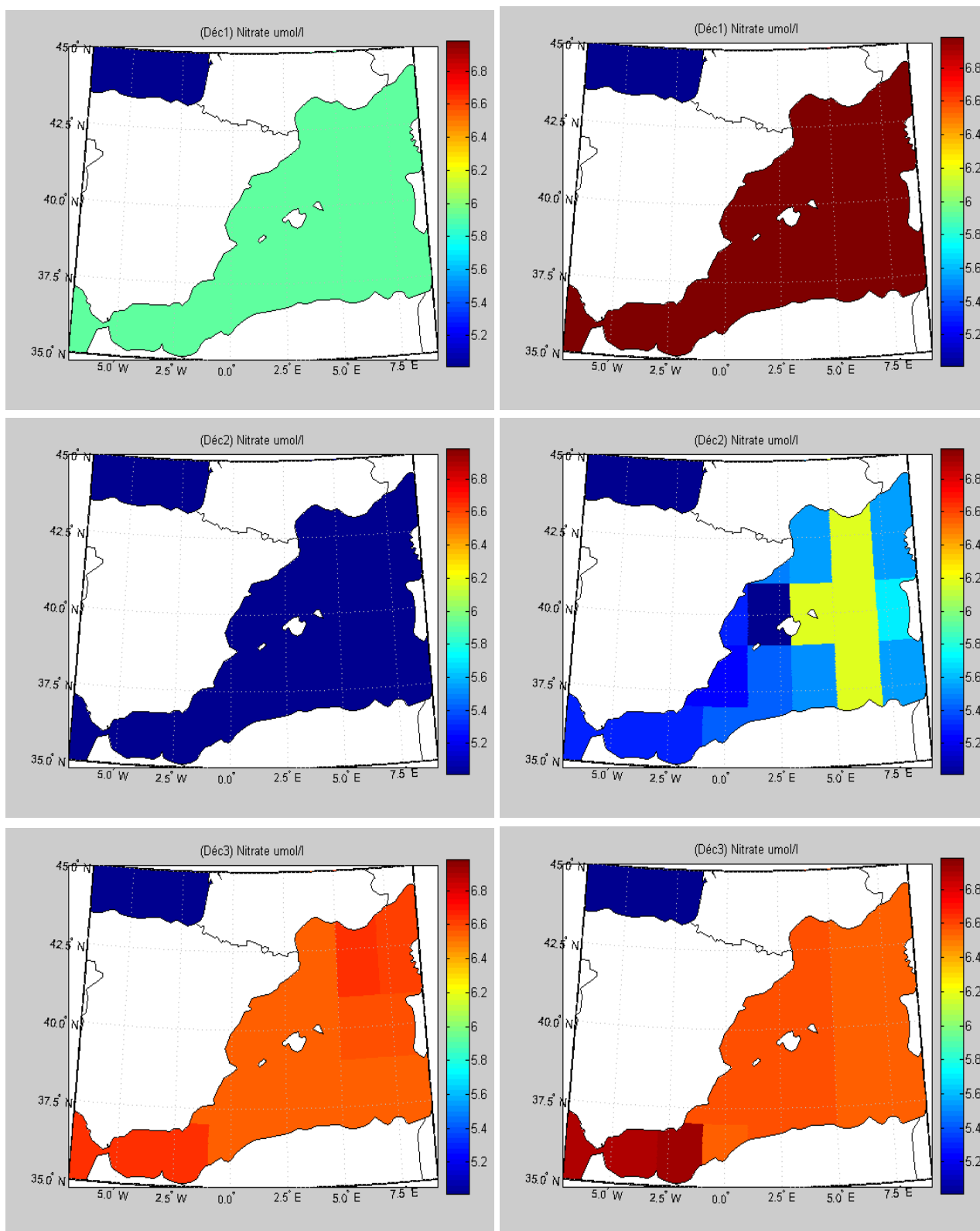


Figure 37 : Distribution des **Nitrates** à 200m dans le bassin algéro -provençal en hiver février (à gauche) et en août (à droite) pour les trois décennies étudiées

Février

à 200 m

Août

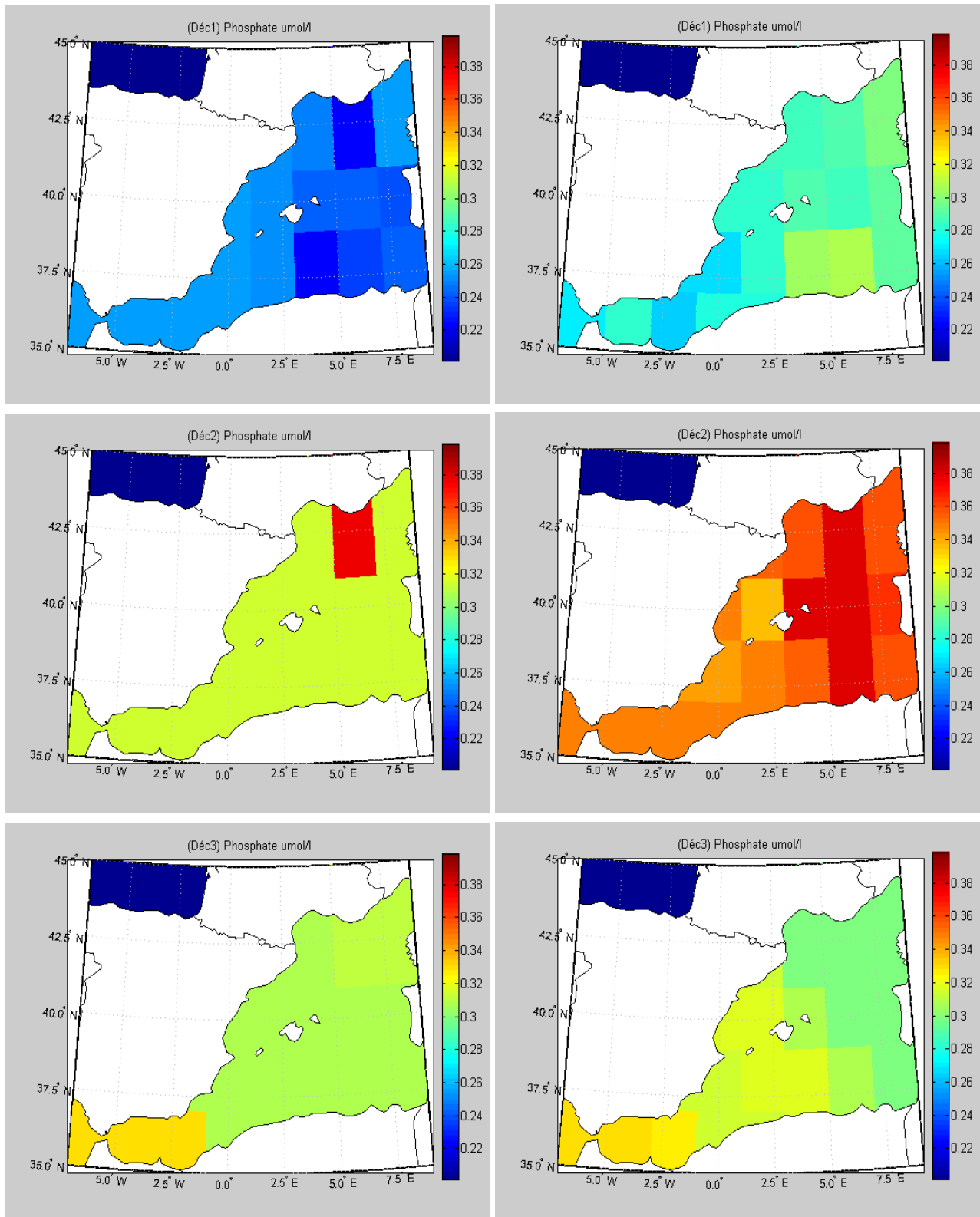


Figure 38 : Distribution des **Phosphates** à 200m dans le bassin algéro -provençal en hiver février (à gauche) et en août (à droite) pour les trois décennies étudiées

Février

à 200 m

Août

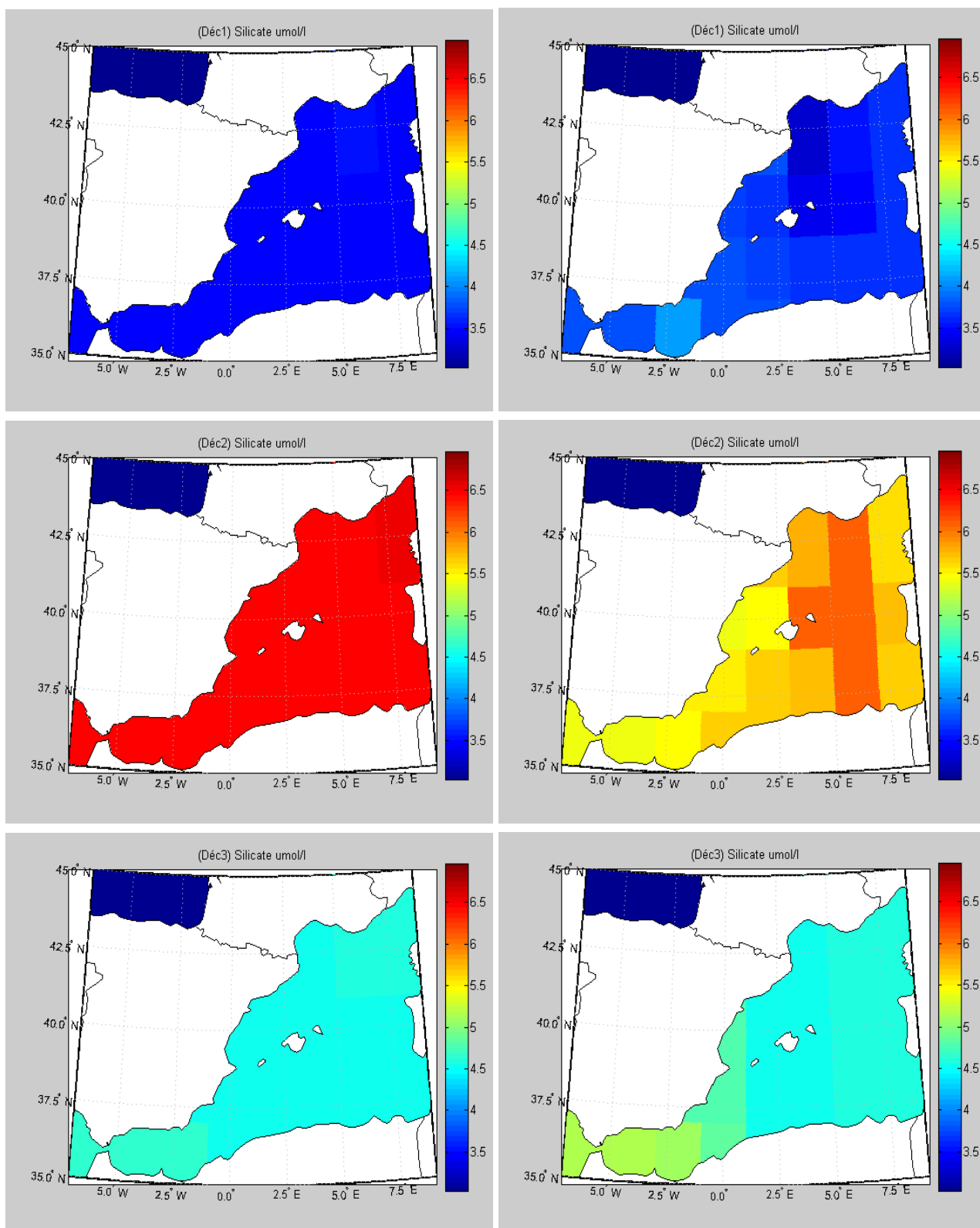


Figure 39 : Distribution des **Silicates** à 200 m dans le bassin algéro -provençal en février (à gauche) et en août (août) pour les trois décennies étudiées

5.1. Production – Reminéralisation :

5.1.1. Production primaire :

La production primaire est obtenue à partir des données de chlorophylle extraites de la base de données MEDAR/ MEDATLS, (2002) pour le bassin algérien et le Bassin liguro-provençal et est représentée en figure 40.

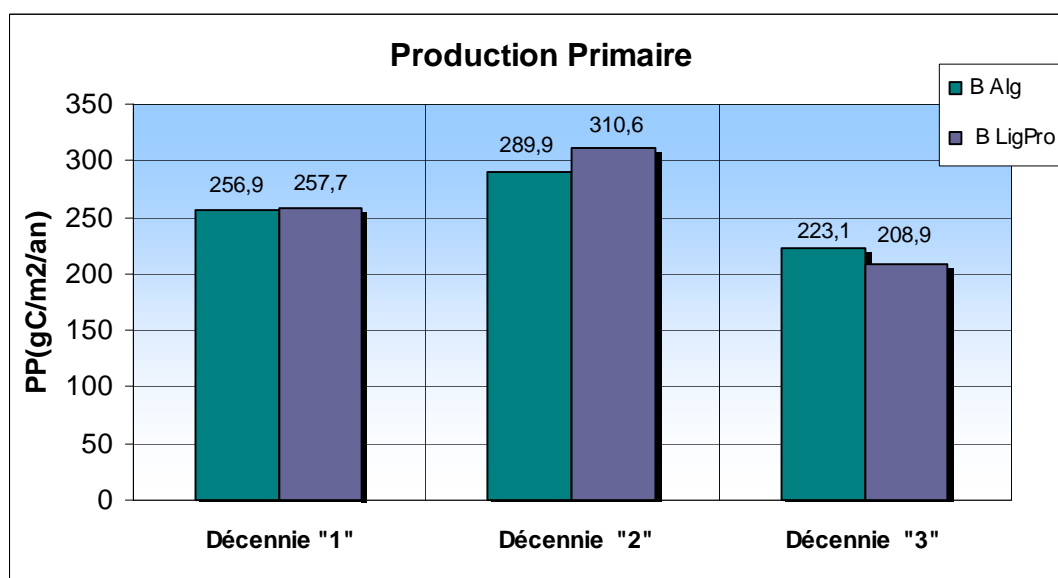


Figure 40 : Production primaire en gC/m²/an dans le bassin algérien et le bassin liguro-provençal pour les trois décennies étudiées.

La production primaire qui correspond à la biomasse phytoplanctonique présente la même évolution dans le bassin algérien et le bassin liguro-provençal. On observe une augmentation des productions des années 50 aux années 80 puis une diminution dans les années 90. Ce schéma semble suivre l'évolution décennale des sels nutritifs et notamment du phosphate dans la zone d'étude. En effet la deuxième décennie semble être la plus fertile en terme de nitrates et de phosphates.

Les valeurs moyennes de la production primaire (toutes décennies confondues) calculées dans le bassin algérien et le bassin liguro-provençal sont de 253 et 259 g C/m²/an respectivement. Ceci reflète la richesse du bassin occidental, grâce à l'apport des eaux atlantiques riches en sels nutritifs ainsi que les apports du Rhône dans le bassin liguro-provençal. A cela on peut ajouter les apports de phosphate saharien qui, en période d'oligotrophie, peuvent représenter jusqu'à 15% de la production primaire dans la couche mélangée de surface (RIDAME, 2001).

(MOREL and ANDRE, 1991 *in* BETHOUX et al, 1998b) ont estimé la production primaire dans l'ensemble de la Mer Méditerranée à 130 gC/m²/an et à 160 gC/m²/an dans le bassin occidental. Ces auteurs ont calculé la production primaire à partir des données satellitaires de chlorophylle alors que dans notre étude nous avons utilisé les concentrations de chlorophylle de nos climatologies. Cette différence dans la méthodologie pourrait expliquer la différence entre les résultats. A cela s'ajoutent les erreurs de calcul lors des interpolations. La chlorophylle est le paramètre le moins bien représenté et par conséquent ayant subi un grand nombre d'interpolations spatio-temporelles. D'autre part, il a été montré, notamment dans le bassin algérien, que l'essentiel de la production phytoplanctonique se situerait aux

environs de 50 à 75 m (RAIMBAULT et al, 1993), profondeurs prises en compte dans notre étude, au contraire de celle d'ENDRE AND MORELLT (1991 IN BETHOUX ET AL, (1998))

Les satellites « voient » les 20 premier centimètres de la couche de surface marine, et par conséquent donnent des cycles saisonniers de chlorophylle à maxima en hiver (BELOUNIS ET TALBA, 2004 ; HAMAOU, 2006 ; BOUABOUD, 2007). Or, ILLOUL (1996) démontre bien dans le bassin algérien que les périodes les plus productives sont au printemps et en automne, ce que nous avons bien vu dans nos climatologies.

5.1.2. Production nouvelle :

Les résultats de l'estimation de la nouvelle production à partir des phosphates (NP-PO₄) et de l'oxygène (NP-O₂), dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal pour les trois décennies sont représentés en figure 42 et sont reportés dans le tableau 9.

Nous avons aussi calculé le **f-ratio** en utilisant les relations d 'EPPLEY and PETERSON, (1979) (Chap. 2) afin d'apprécier la fertilité de la région étudiée. (Tableau 9)

Les résultats de la production nouvelle totale (Figure 41), (qui est la moyenne entre la NP-PO₄ et NP-O₂) montrent une augmentation des années 50 aux années 80 où la production atteint son maximum aussi bien dans le bassin algérien que dans le bassin liguro- provençal avec respectivement 20.85 et 19.53 gC/m²/an. On observe une légère diminution des productions dans la troisième décennie. Cette évolution décennale suit la même tendance que celle de la production primaire et semble être corrélée à l'augmentation en nutriment des eaux depuis les années 50 (voir chapitre 4). D'autre part, les eaux du bassin algérien semblent un peu plus riches que celles du nord.

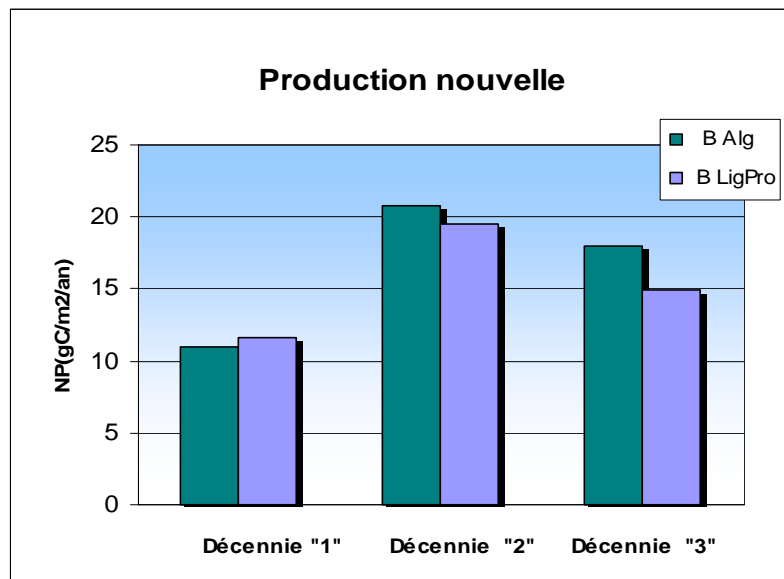


Figure 41 : Evolution décennale de la production nouvelle (NP) en gC/m²/an dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal.

Par ailleurs, si on compare les nouvelles productions obtenues à partir des phosphates et celles obtenues par l'oxygène, on remarque que :

- Les productions nouvelles calculées par l'oxygène varient entre 7 et 13 gC/m²/an alors que celles mesurées par les phosphates sont légèrement plus élevées, elles varient entre 13 et 26 gC/m²/an.

- Les valeurs de NP-O₂ augmentent de la 1^{ère} à la troisième décennie alors que les NP-PO₄ maximales sont observées dans les années 80 en accord avec l'évolution de la production primaire.

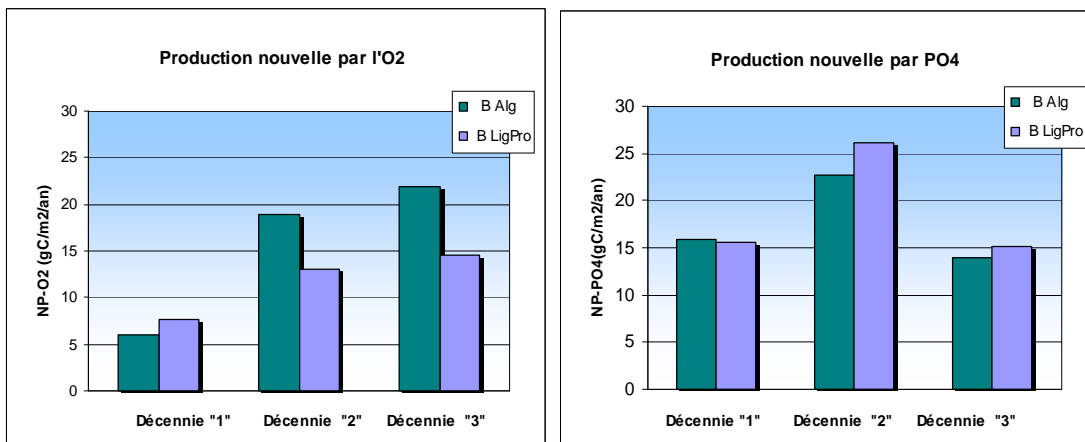


Figure 42 : Evolution décennale de la production nouvelle en gC/m²/an calculée par les phosphates (NP-PO₄) et celle calculée par l'oxygène (NP-O₂) dans le bassin Algérien et le bassin liguro- provençal.

Enfin les résultats de l'indice de fertilité ou *f-ratio* affirment l'oligotrophie du bassin occidental, malgré la tendance à la mésotrophie indiquée par les valeurs de la production primaire. Les valeurs obtenues ne dépassent pas 0.08 proches des *f-ratio* calculés par BETHOUX et al, C et qui sont de 0.08 pour l'ensemble de la Mer Méditerranée.

Par ailleurs, on observe une augmentation du *f-ratio* des années 50 aux années 90 ce qui dénote d'une légère augmentation de la fertilité dans le bassin occidental probablement en réponse à l'augmentation des apports telluriques qui résultent des activités industrielles, agricoles et urbaines, (BETHOUX et al, 1998b).

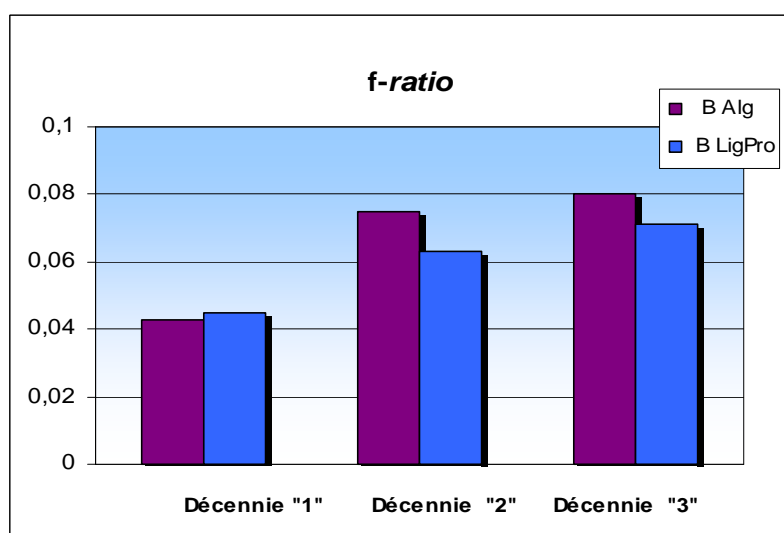


Figure 43 : Evolution décennale de l'indice de fertilité dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal.

5.1.3. Taux et rapports de reminéralisation :

Nous avons estimé le flux de reminéralisation (RM) à partir des phosphates (figure 44a) ainsi que le % de reminéralisation (figure 44b). Comme pour la production nouvelle, la deuxième décennie présente les taux de reminéralisation les plus élevés dans les deux régions avec 22.76 et 26.08 gC/m²/an respectivement. Le calcul du rapport de reminéralisation entre la production nouvelle par le phosphore et la reminéralisation montre une augmentation de ce rapport depuis les années 50. La troisième décennie présente même un rapport de reminéralisation de presque 100% dans les deux bassins.

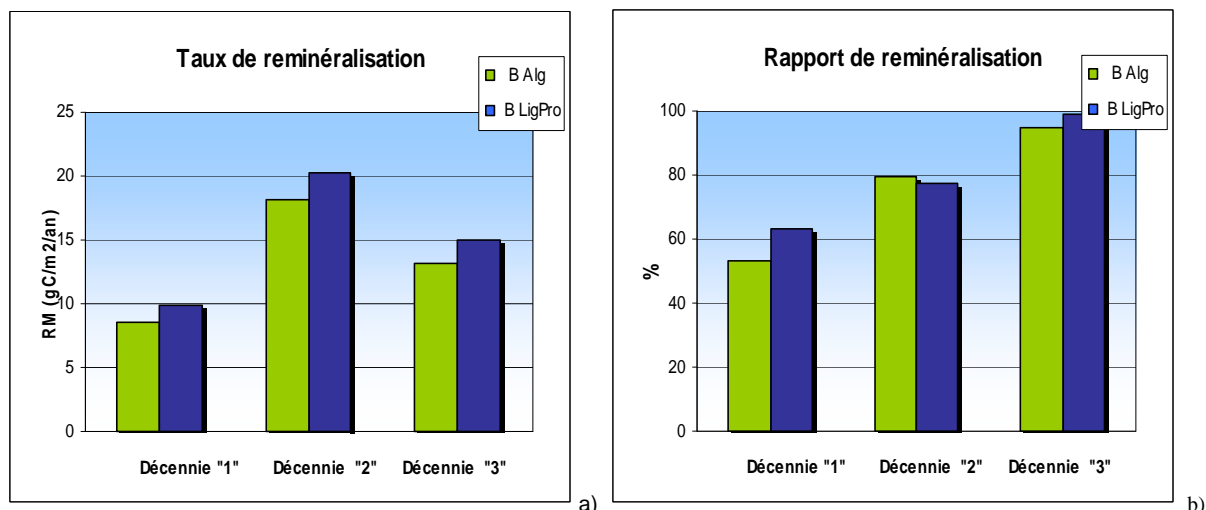


Figure 44 : Evolution décennale de la reminéralisation en gC/m²/an (a) et du taux de reminéralisation (b) dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal.

L'augmentation des rapports de reminéralisation révélerait une augmentation dans les apports de la matière organique par l'augmentation des productions primaires en surface.

Tableau 9 : Production nouvelle (NP), Production primaire (PP), Reminéralisation (RM), *f-ratio* , et Rapport de reminéralisation (%RM)

Zone	Décennie	NP-PO ₄	NP-O ₂	NP	PP	<i>f-ratio</i>	RM	%RM
B Alg	1	15,94	6	10,97	256,97	0,04	8,5	53.38
	2	22,76	18,94	20,85	278,92	0,07	18,14	79.70
	3	13,94	21,95	17,95	223,14	0,08	13,17	94.47
B LigPro	1	15,60	7,65	11,63	257,7	0,04	9,82	62.95
	2	26,08	12,99	19,53	310,62	0,06	20,23	77.57
	3	15,18	14,58	14,88	208,93	0,07	15,02	96.05

5.1.4. Distribution spatiale des productions :

Afin d'identifier les zones les plus productives dans le bassin algéro- provençal, nous avons réalisé les cartes de la nouvelles production par les phosphates et par l'oxygène pour les trois décennies étudiées. (Figure 45)

NP-PO₄

NP-O₂

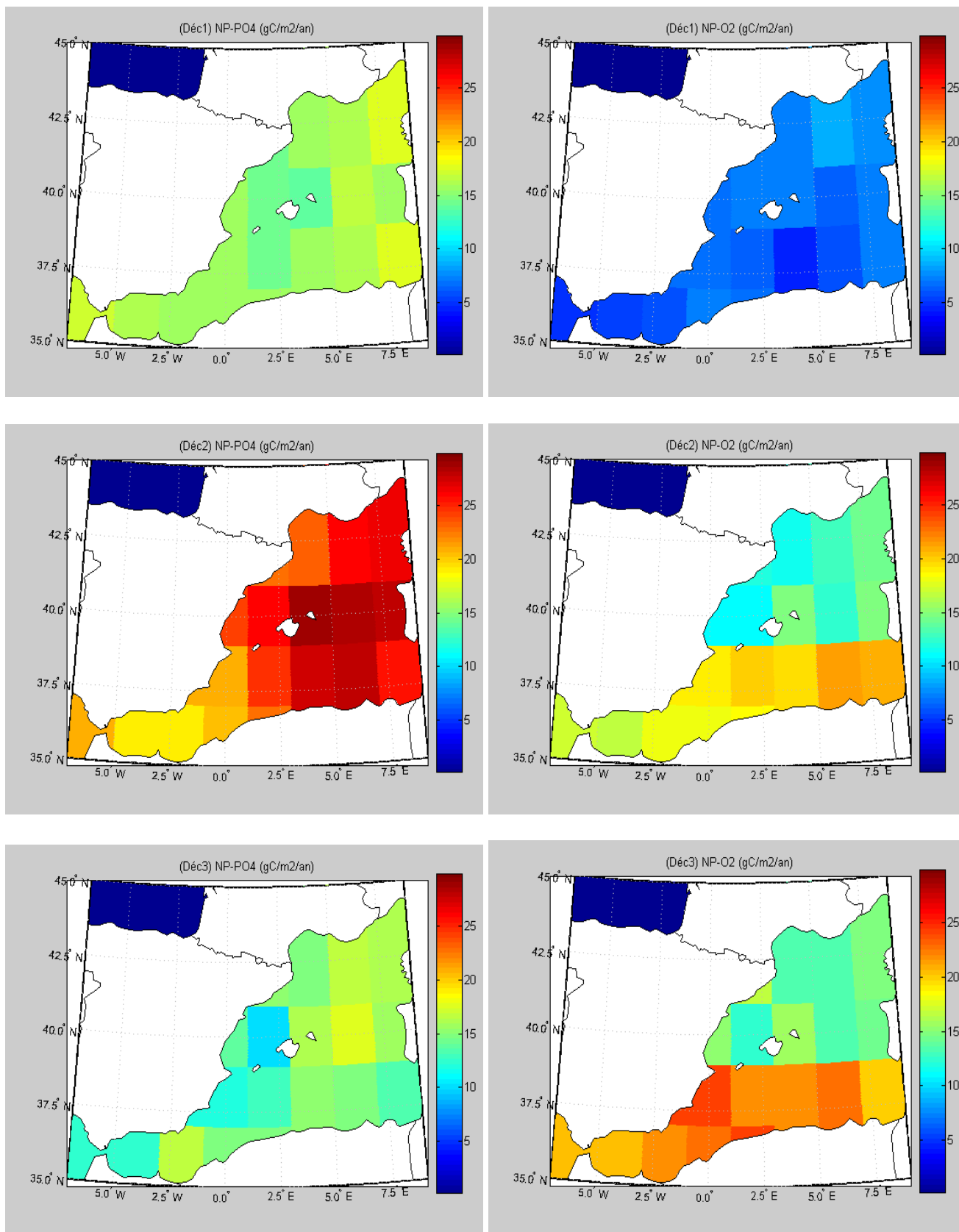


Figure 45: Distribution des NP-PO₄ et de NP-O₂ dans le bassin algéro-provençal pour les trois décennies étudiées

L'analyse des cartes de distribution de la nouvelle production par l'oxygène révèle d'une part, une nette augmentation des productions au cours des trois décennies étudiées et d'autre part, que la rive sud du bassin algéro- provençal est beaucoup plus fertile que la partie nord à cause en partie de l'influence des eaux atlantiques riches en nutriments.

L'étude des cartes de production nouvelle par les phosphates montre quant à elle qu'il n'y a pratiquement pas de différence entre le bassin algérien et le bassin liguro-provençal en terme de fertilité. Cette uniformité des productions sur l'ensemble du bassin algéro- provençal nous paraît comme un artéfact des interpolations spatiales lors du calcul des concentrations en phosphates. Il nous apparaît que la distribution des NP-O₂ se rapproche plus de la réalité. En effet, l'oxygène dissous est un paramètre beaucoup mieux représenté en terme de densité des données que le phosphate.

Enfin les cartes de reminéralisation (figure 46) suivent celles de NP-PO₄. Les années 80 présentent les reminéralisations les plus élevées, en rapport avec les NP-PO₄ les plus élevées.

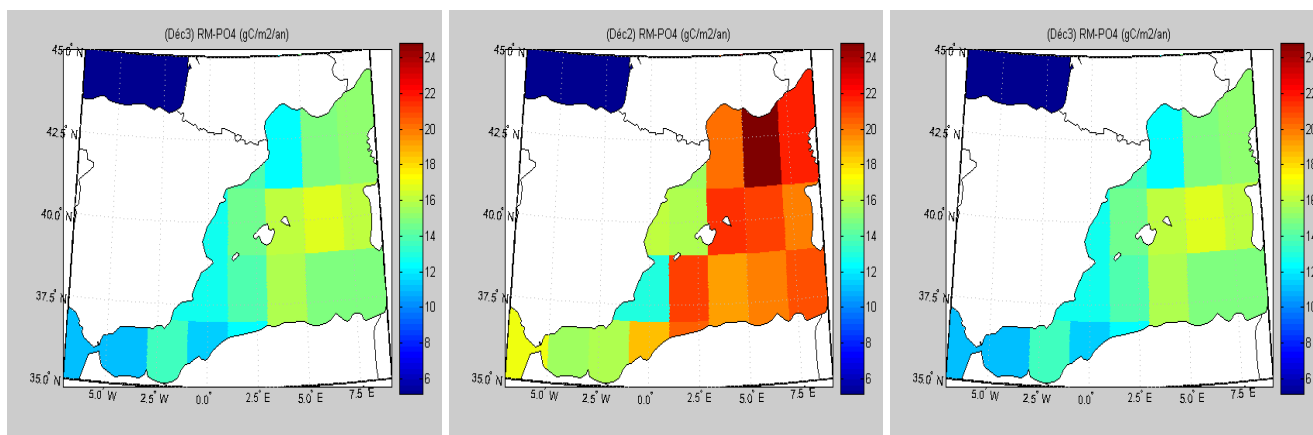


Figure 46: Distribution des RM-PO4 dans le bassin Algéro -provençal pour les trois décennies étudiées

CHAPITRE 6. RESULTATS ET INTERPRETATION: MODELISATION

6.1. Evaluation des concentrations des sels nutritifs de l'oxygène dissous et des éléments du système du CO₂ dans le bassin Algéro- provençal à l'aide d'un modèle semi- prognostique:

Afin de compenser le manque de données expérimentales en matière des paramètres du système de CO₂ dans les eaux du bassin algéro- provençal nous avons utilisé un modèle développé par LOUANCHI et *al*, (1996) pour :

- La simulation de l'évolution spatio-temporelle de pCO₂ dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal et des processus affectant ces variations,
- L'identification de la répartition spatio-temporelle des zones puits et des zones sources de CO₂ par le calcul de ΔpCO_2 ,
- L'estimation des échanges de CO₂ (flux) à l'interface air -mer.

On utilisera les résultats des sels nutritifs et de l'oxygène dissous pour valider les résultats de notre simulation et évaluer l'erreur associée à l'emploi de ce modèle.

Notre modèle (voir matériel et méthodes) a été appliqué sur deux zones : le **bassin algérien** et le bassin **liguro- provençal** pour quatre décennies, la *décennie "0"* représente la période pré anthropique, la *décennie "1"* les années 50-60-70, la *décennie "2"* les années 80 et la *décennie "3"* les années 90.

Le tableau 10 résume les données des conditions aux limites dans l'atmosphère et la subsurface.

Il est intéressant de noter qu'on observe une augmentation des concentrations du TCO₂ de subsurface depuis la première décennie ce qui indique une pénétration du carbone anthropique en Méditerranée occidentale estimé en moyenne à 114.83 $\mu\text{mol/l}$. cette augmentation est de 116.23 $\mu\text{mol/l}$ dans le bassin algérien et de 112.8 $\mu\text{mol/l}$ dans le bassin liguro-provençal. Dans son étude, AIT AMEUR, (2007) trouve un enrichissement des eaux intermédiaires en CO₂ anthropique de 64.4 $\mu\text{mol/kg}$.

D'autre part, ce modèle est contraint par les valeurs mensuelles de la couche de mélange, des vents, de la température de surface, la salinité et des variations de chlorophylle (figures 47et 48).

L'application des ces contraintes mensuelles sur cinq ans montre que les résultats deviennent stables après la troisième année. Les résultats de la cinquième année sont donc conservés pour interprétation.

Tableau 10: Données des conditions aux limites de subsurface et atmosphérique(b) utilisées dans le modèle pour le bassin algérien et le bassin liguro- provençal pour les quatre décennies d'étude.

Bassin algérien

Bassin liguro- provençal

<i>Paramètres</i>	<i>Déc"0"</i>	<i>Déc"1"</i>	<i>Déc"2"</i>	<i>Déc"3"</i>	<i>Déc"0"</i>	<i>Déc"1"</i>	<i>Déc"2"</i>	<i>Déc"3"</i>
fCO ₂ atm	280	325	345	360	280	325	345	360
TCO ₂ b μmol/l	2147	2255.2	2264.9	2269.6	2154.3	2262.7	2266.7	2271.1
TA b μmol/l	2522.5	2528.4	2528.4	2529.5	2528.1	2521.8	2530.3	2532.2
O ₂ b μmol/l	217.4	218.3	222.1	210.1	217.2	217.7	221.9	211.2
NO ₃ b μmol/l	4.31	4.23	3.73	4.92	4.34	4.19	3.78	4.86
PO ₄ b μmol/l	0.23	0.2	0.26	0.24	0.23	0.2	0.26	0.24
Si b μmol/l	2.83	2.3	2.95	3.29	2.89	2.37	3.08	3.2

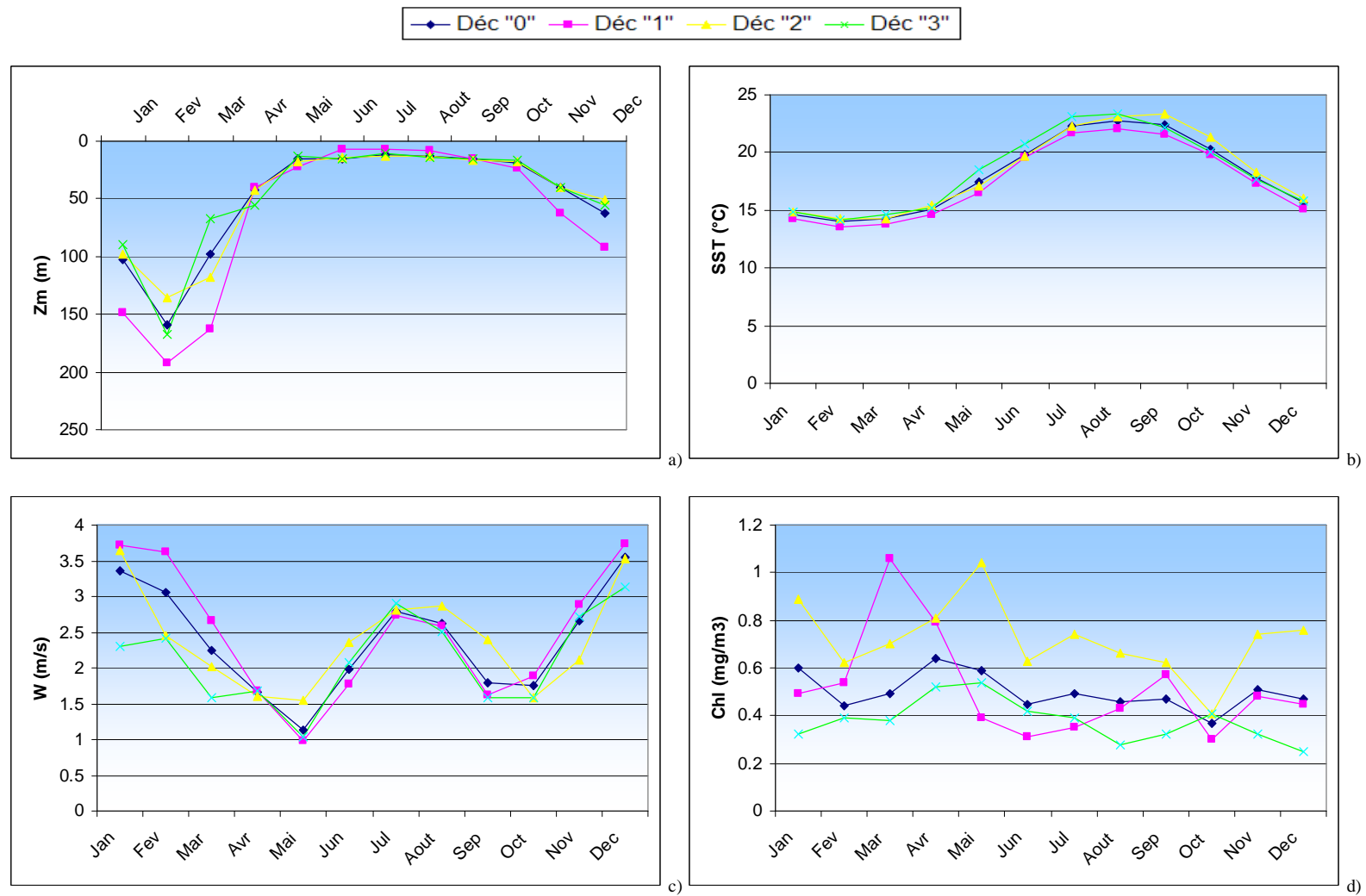


Figure 47: Représentation mensuelle des contraintes : a) Couche de mélange (Zm), b) Température de surface (SST), c) Vents (W), et d) Chlorophylle (Chl) dans le bassin dans le **bassin algérien** pour chaque décennie.

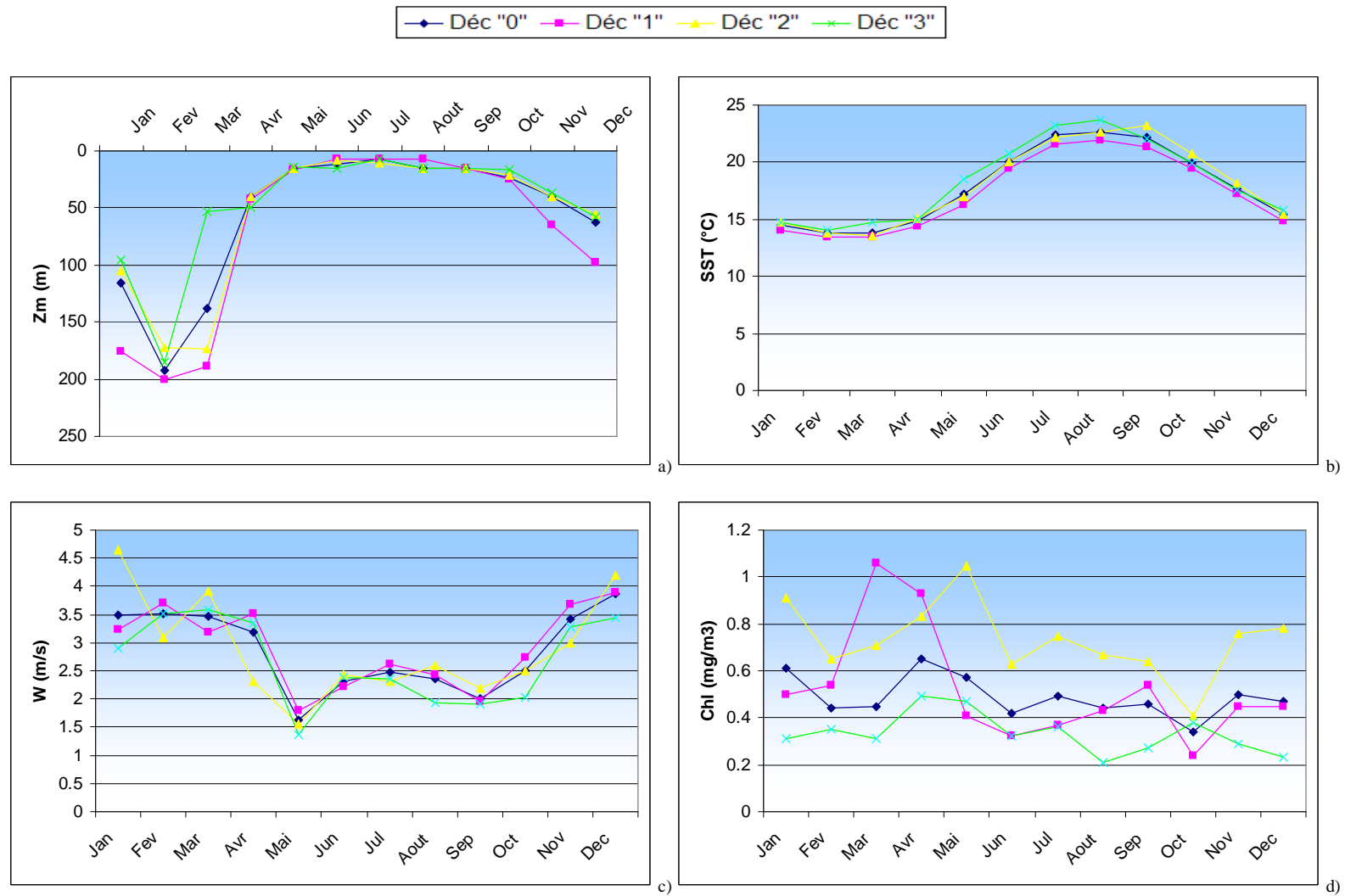


Figure 48: Représentation mensuelle des contraintes : a) Couche de mélange (Zm), b) Température de surface (SST), c) Vents (W), et d) Chlorophylle (Chl) dans le bassin *liguro-provençal* pour chaque décennie.

6.1.1. Résultat de la simulation pour les sels nutritifs et l'oxygène dissous :

6.1.1.1. Validation des résultats du modèle en sels nutritifs dans la couche de mélange :

a- Le Bassin algérien :

Les variations saisonnières des phosphates et nitrates apparaissent clairement dans les figures 49 et 50 pour toutes les décennies étudiées. Aussi bien les valeurs observées que les valeurs simulées montrent une diminution nette du printemps jusqu'à l'automne. Ces observations concordent avec les profils de l'évolution annuelle de la chlorophylle dans cette région. En effet la figure montre une à deux périodes de production durant l'année avec néanmoins des maxima de production au mois de Mars-Avril-Mai selon la décennie ce qui rejoint les observations d'Iloul, (1996) qui déjà reporte l'apparition de plusieurs poussées phytoplanctoniques dans le bassin algérien au cours de l'année.

Pour les phosphates, on remarque que le cycle modélisé suit parfaitement les données observées pour la période pré- anthropique ou décennie 0, alors qu'il est légèrement décalé pour les autres décennies. L'amplitude saisonnière des variations de PO_4 est relativement bien reproduite pour toutes les décennies.

En ce qui concerne les nitrates, le modèle ne reproduit pas bien l'oligotrophie des eaux Méditerranéennes en ce nutriment. En effet, mise à part la décennie 2 où le cycle modélisé représente relativement bien les données observées, les concentrations en nitrates sont surestimées pour les autres décennies. Ceci pourrait être dû au fait que les années 80 sont mieux représentées en terme de données minimisant ainsi les risques d'erreurs de calcul. Les interpolations pourraient être à l'origine de la surestimation des nitrates de subsurface et donc d'une surestimation de l'effet du mélange vertical. En revanche, l'amplitude des variations saisonnières est bien représentée.

b- Le bassin Liguro- provençal :

Les cycles des sels nutritifs dans le bassin liguro- provençal sont relativement semblables à ceux observés et simulés dans le bassin algérien. Les concentrations maximales sont observées de janvier à mars selon la décennie et le sel nutritif. Cette période est connue pour être le siège d'intense convection verticale dans le bassin liguro- provençal comme le montre le profil de la couche de mélange qui s'approfondit jusqu'à 200m au mois de février de toutes les décennies, (Figure 48a). Le cycle de la chlorophylle corrobore ces observations, en effet, les productions maximales sont observées au début du printemps, après que la colonne d'eau se soit stabilisée par le réchauffement des eaux de surface ce qui permet au phytoplancton d'utiliser les nutriments apportés de la couche de subsurface par les mélanges hivernaux.

Comme pour le bassin algérien le cycle modélisé des phosphates est légèrement décalé par rapport aux valeurs observées. Mais la tendance de l'évolution saisonnière est bien respectée.

Les nitrates sont aussi surestimés dans le bassin liguro- provençal sauf pour la deuxième décennie où le modèle reproduit relativement bien l'évolution saisonnière de ce nutriment. Cela pourrait s'expliquer de la même manière que dans le bassin algérien par la plus grande abondance de données à cette période.

D'une manière générale, les années 80 semblent être les plus productives dans les deux bassins en terme de concentration de chlorophylle (figure 47d et 48d).

◆ PO4 obs — PO4 modèle

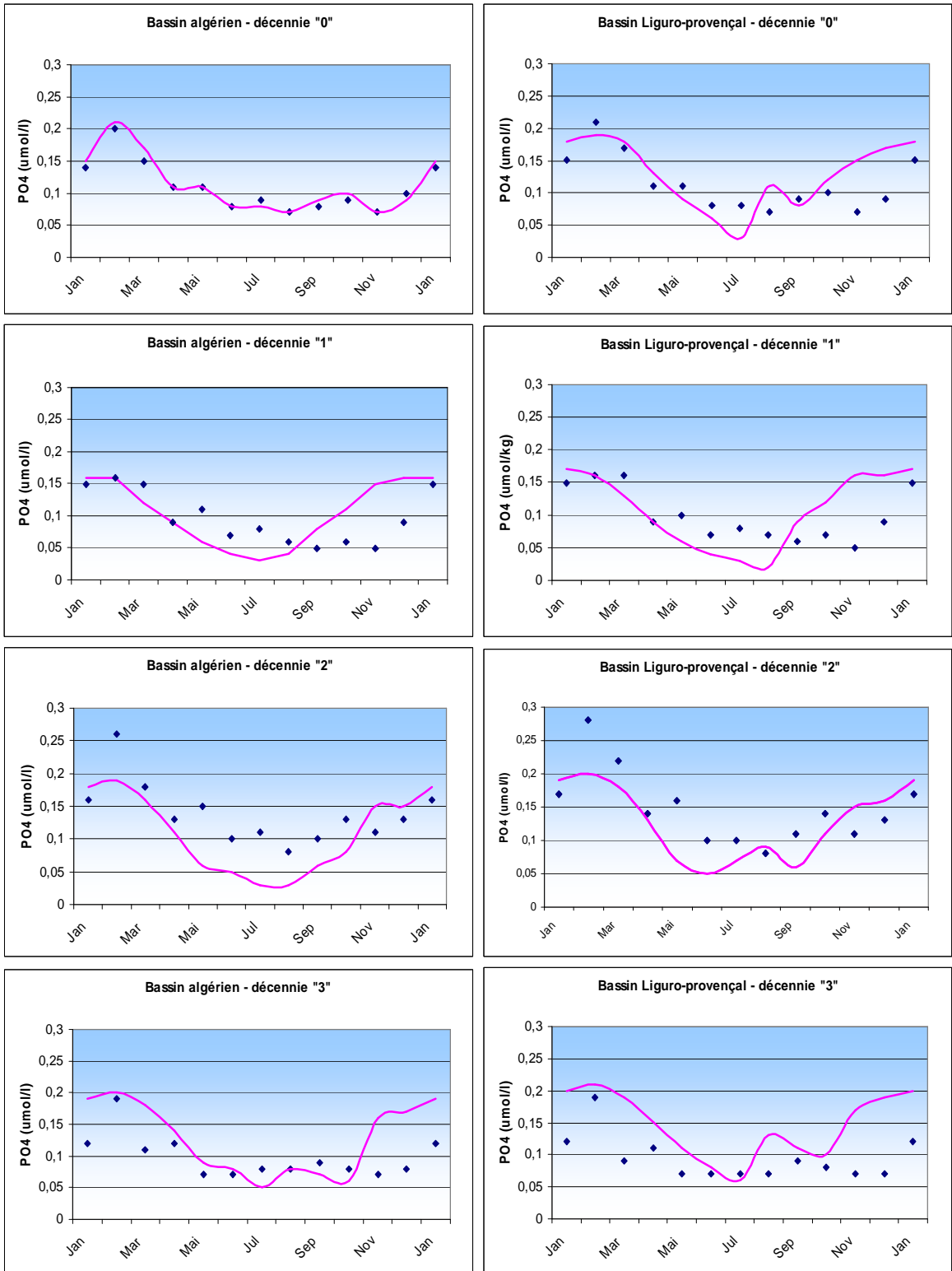


Figure 49: Evolution annuelle des concentrations de PO_4 simulées et de PO_4 observées dans le bassin Algérien et le bassin liguro-provençal pour les quatre décennies

◆ NO3 obs — NO3 modèle

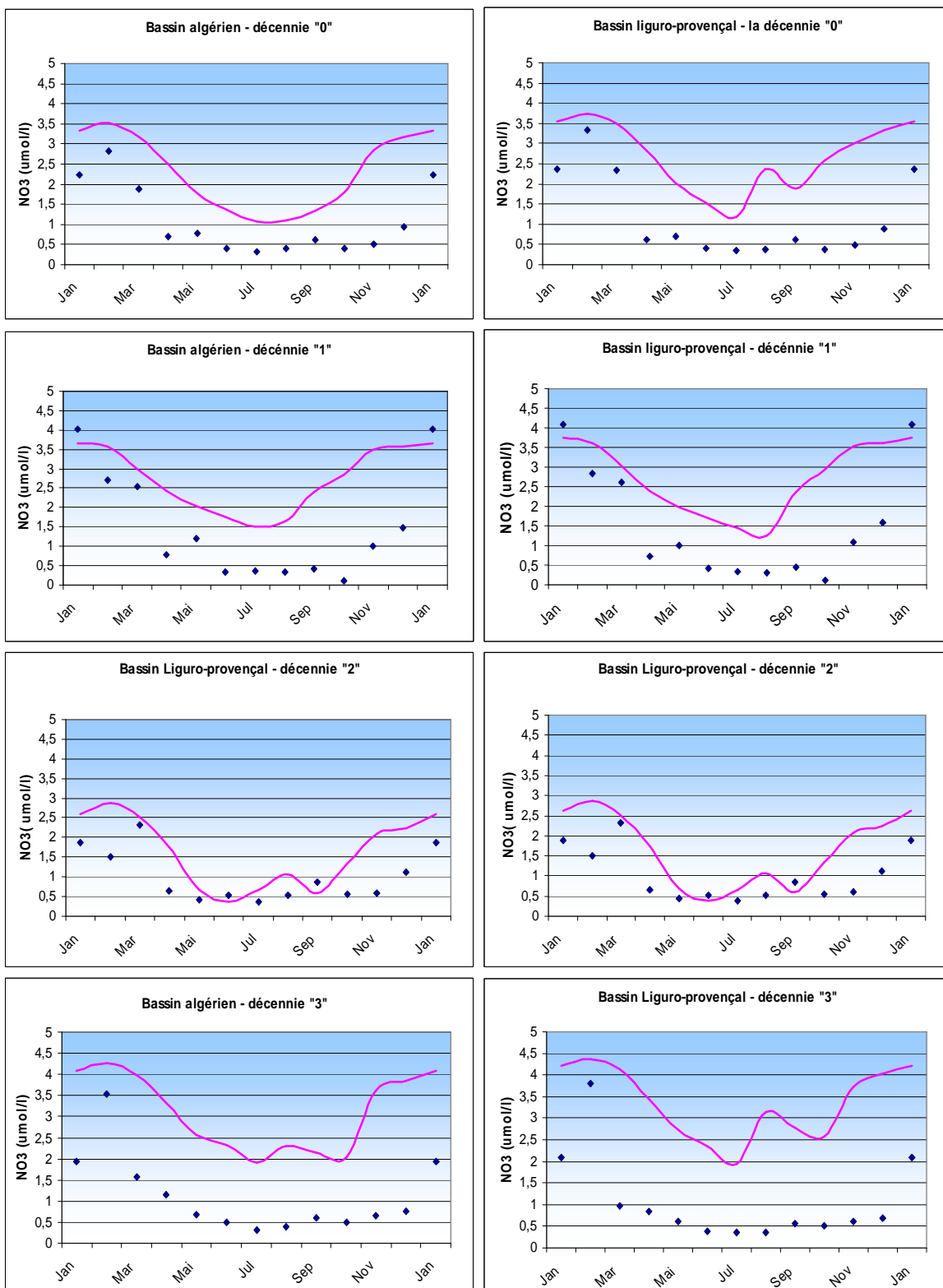


Figure 50: Evolution annuelle des concentrations de NO_3 simulées et de NO_3 observées dans le bassin Algérien et le bassin Liguro-provençal pour les quatre décennies

Nous avons calculé la différence moyenne entre les valeurs observées et les valeurs simulées uniquement pour les PO₄ car ils présentent de meilleurs profils de simulation à cause d'une plus grande abondance des données. L'estimation du pourcentage d'erreur révèle que les chiffres les plus faibles correspondent généralement aux décennies avec le plus de données. D'une manière générale l'erreur commise sur l'estimation des phosphates par le modèle est de 19.75 % dans le bassin algérien et de 35.16 % dans le bassin liguro-provençal.

Région	Décennie	ΔPO_4	% d'erreur
Bassin algérien	0	0.006	6.20
	1	0.036	39.28
	2	0.045	33.54
	3	0.0375	38.79
Bassin Liguro-provençal	0	0.095	30.07
	1	0.04	26.66
	2	0.04	27.58
	3	0.051	56.36

6.1.1.2. Validation des résultats du modèle en oxygène dissous dans la couche de mélange :

La figure (51) représente le cycle annuel de l'oxygène dissous simulé par le modèle et les valeurs observées au niveau des deux régions étudiées. A l'exception de la décennie 3 où le cycle simulé est relativement différent du cycle observé, le modèle reproduit bien l'évolution annuelle de l'O₂ dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal. Aussi bien les concentrations d'O₂ observées et simulées diminuent en été. L'augmentation des concentrations de l'O₂ observé en hiver est due aux brassages des eaux de surface qui permet le piégeage des bulles d'air. A cela s'ajoute l'effet du refroidissement des eaux de surface qui a tendance à augmenter la solubilité de ce gaz. Au mois de Mars, Avril et Mai, les concentrations de l'O₂ atteignent leurs valeurs maximales, conséquence des blooms phytoplanctoniques printaniers.

Etant donné que l'oxygène est l'un des paramètres les mieux représentés en terme de densité de données, les pourcentages d'erreur calculés entre les valeurs simulées et observées ne dépassent pas les 6%, ce qui apparait clairement dans la reproduction des cycles annuels de l'oxygène.

Région	Décennie	ΔO_2	% d'erreur
Bassin algérien	0	8.69	3.65
	1	6.74	2.86
	2	8.76	3.66
	3	12.93	5.44
Bassin Liguro-provençal	0	9.02	3.81
	1	6.99	2.98
	2	9.35	3.93
	3	13.75	5.78

6.1.1.3. Processus contrôlant les variations saisonnières des sels nutritifs et de l'oxygène dissous :

Grâce à notre modèle nous avons calculé les effets de chacun des processus qui affectent les variations des sels nutritifs (nitrates et phosphates) ainsi que ceux de l'oxygène dissous dans la couche de mélange dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal pour chaque saison.

a- Le bassin Algérien :

Selon les figures 52 et 53, les variations des sels nutritifs dans le bassin algérien sont essentiellement dues aux effets du mélange en automne et en hiver et à l'activité biologique au printemps

En hiver, les conditions hydrologiques sont caractérisées par d'intenses mélanges verticaux des masses d'eaux, ce qui engendre un transport des sels nutritifs vers la couche euphotique d'où la dominance des effets du mélange sur la variation de leurs teneurs en surface.

Au printemps la stabilisation de la colonne d'eau par réchauffement des eaux est traduite par un effet du mélange quasiment nul sur l'évolution des sels nutritifs durant cette saison. L'activité biologique intense qui a lieu en Mars-Avril-Mai contribue à la diminution des sels nutritifs de 40% en moyenne. Les concentrations des nitrates sont affectées par 2.01 $\mu\text{mol/l}$ au maximum. Les phosphates par 0.11 $\mu\text{mol/l}$ au maximum.

Dans le cas de l'oxygène dissous (figure 54), la contribution de l'activité biologique est positive quelque soit la saison, et atteint son maximum durant le printemps contribuant aux variations de l' O_2 en moyenne de 16 $\mu\text{mol/l}$. Les blooms phytoplanctoniques printaniers engendrent une photosynthèse intense d'où une sursaturation des eaux de surface en O_2 .

En plus des effets du mélange et des effets biologiques, s'ajoutent les effets du flux à l'interface air-mer qui affectent les variations de l' O_2 négativement durant la période printemps été par en moyenne 25 $\mu\text{mol/l}$ et positivement durant la période automne hiver par en moyenne 24 $\mu\text{mol/l}$. A la période où on observe des sursaturations, il y a dégazage d' O_2 vers l'atmosphère et inversement en automne – hiver

b- Le bassin Liguro-provençal :

Dans le bassin liguro-provençal (figures 52, 53 et 54) nous observons pratiquement les mêmes tendances :

- Dominance de la contribution biologique sur les variations des sels nutritifs et de l'oxygène dissous durant le printemps quelque soit la décennie.
- Dominance en automne des effets du mélange sur les concentrations des nutriments, toutefois, les mouvements verticaux ayant lieu en saison estivale semble avoir aussi un effet non négligeable sur les variations des sels nutritifs affectant les concentrations des nitrates et des phosphates par environ 1.5 et 0.1 $\mu\text{mol/l}$ pour les deux sels respectivement.
- Le mélange vertical semble affecter les concentrations de l'oxygène dissous fortement en hiver et en automne comme dans le bassin algérien. C'est une période de sous saturation par mélange avec des eaux de subsurface moins riches en O_2 . Les effets des flux à l'interface air-mer contribuent positivement aux variations de l'oxygène dissous en hiver et en automne quand les vents atteignent leurs vitesses maximales ce qui influence les vitesses d'échanges de l' O_2 à l'interface air-mer.

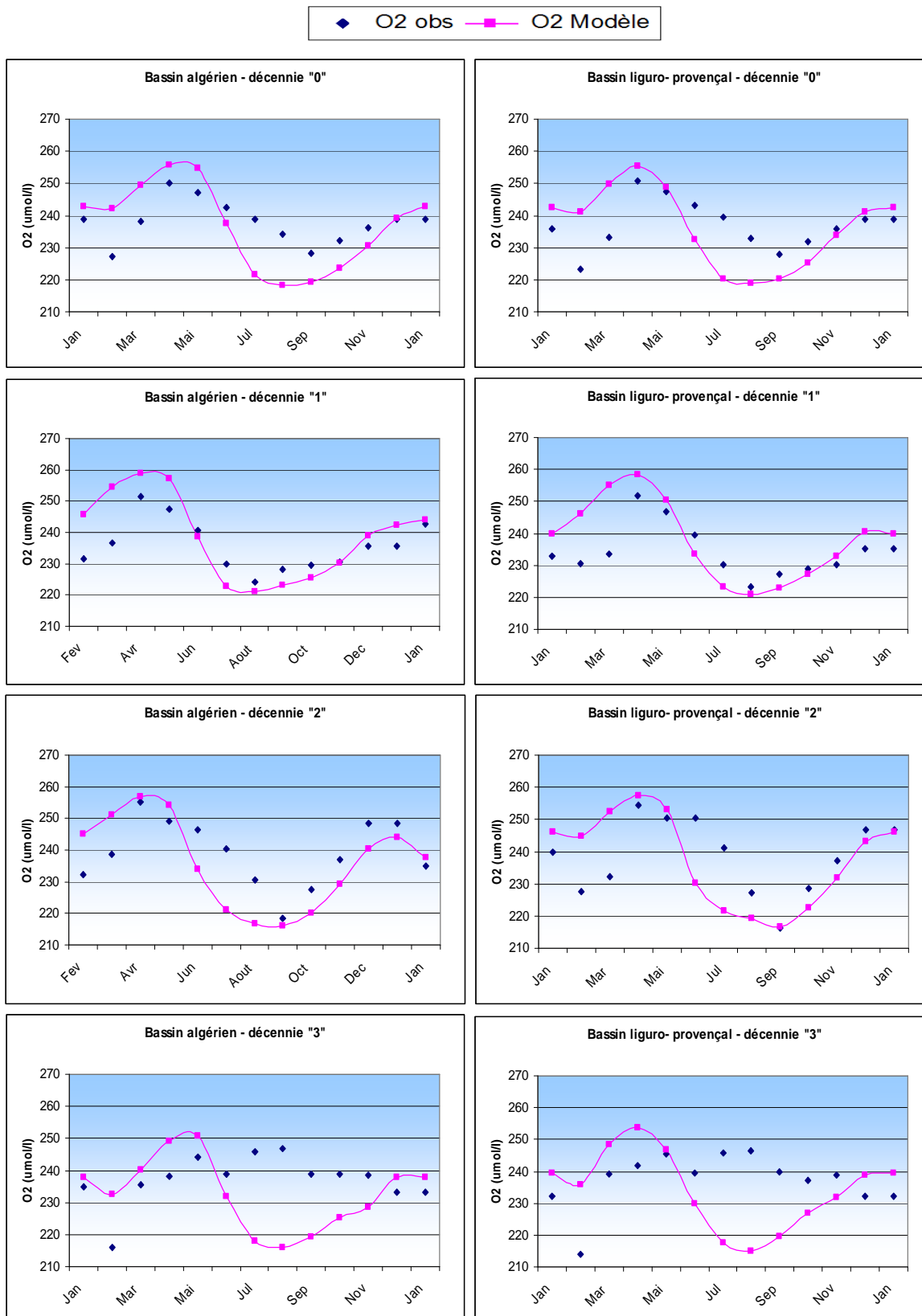


Figure 51 : Evolution annuelle des concentrations d'O₂ *simulées* et d'O₂ *observées* dans le *bassin Algérien* et le *bassin Liguro-provençal* pour les quatre décennies

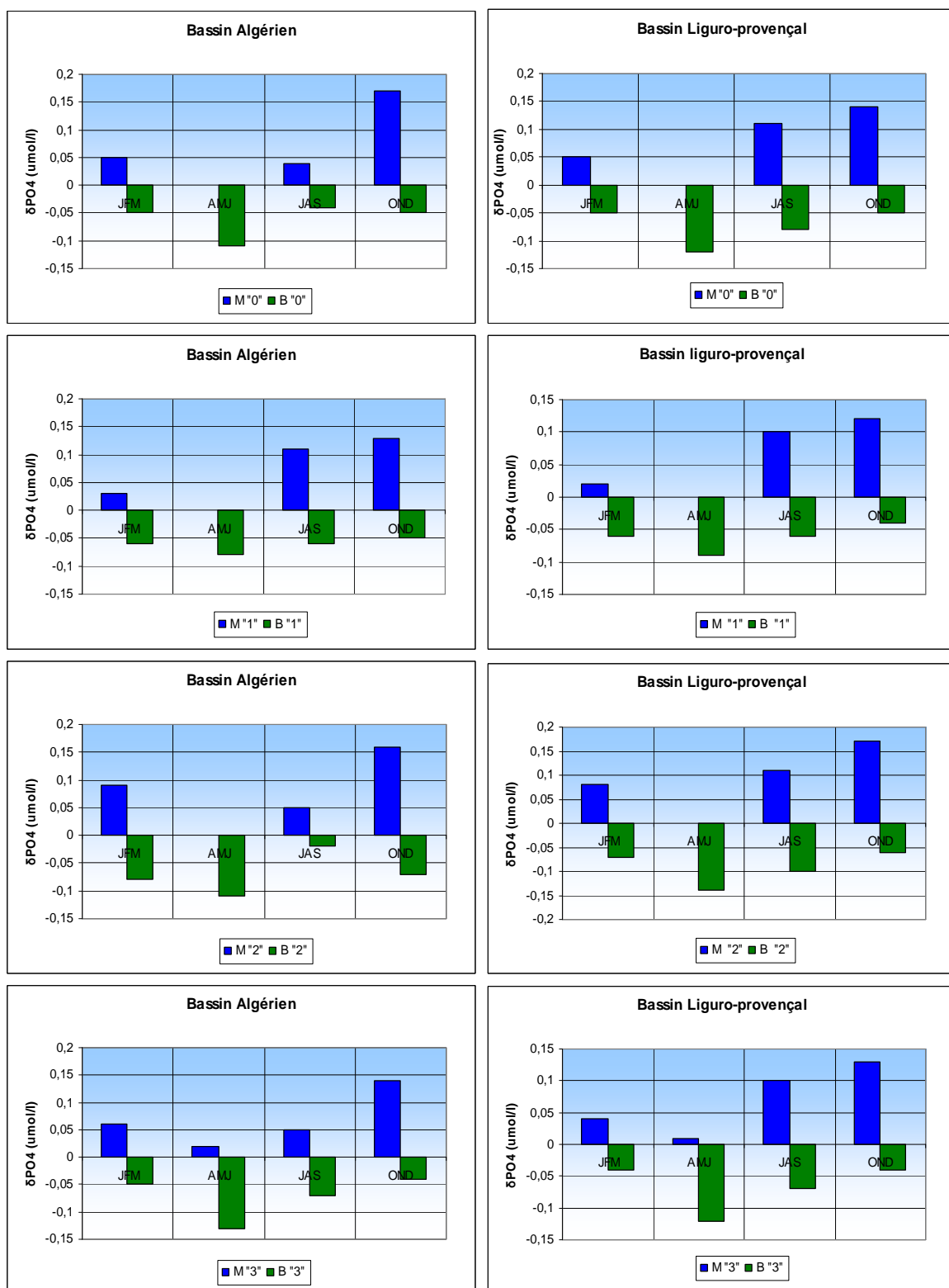


Figure 52: Représentation graphique des effets biologiques et des effets du mélange sur *les phosphates* dans le *bassin Algérien* et le bassin *Liguro-provençal* pour les 4 décennies
 JFM =janvier-Février-Mars ; AMJ= Avril-Mai-juin ; JAS= Juin-Août-Septembre ; OND= Octobre- Novembre-Décembre

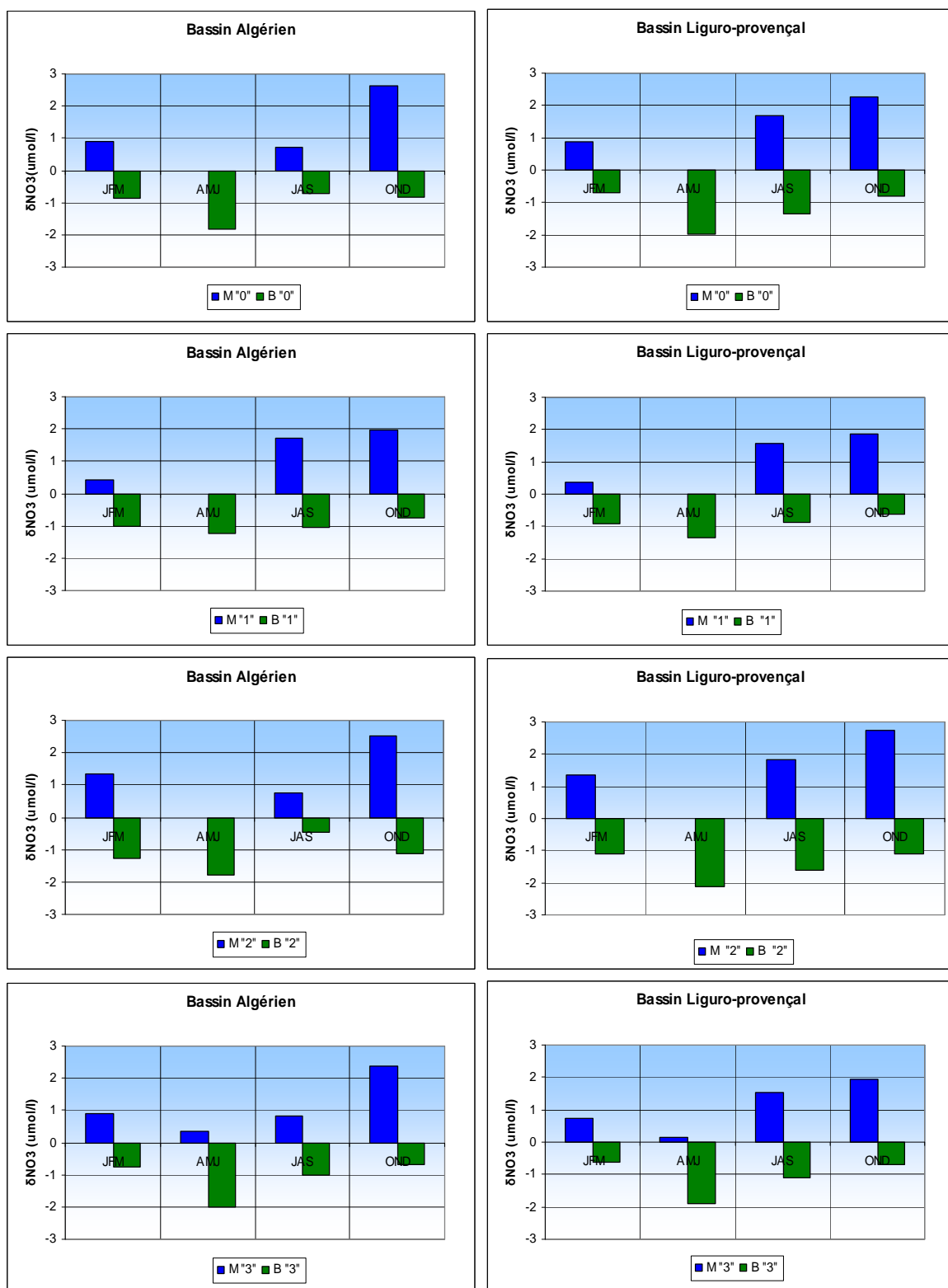


Figure 53: Représentation graphique des effets biologiques et des effets du mélange sur *les nitrates* dans le *bassin Algérien* et le bassin *Liguro-provençal* pour les 4 décennies

JFM =janvier-Février-Mars ; AMJ= Avril-Mai-juin ; JAS= Juin-Août-Septembre ; OND= Octobre- Novembre-Décembre

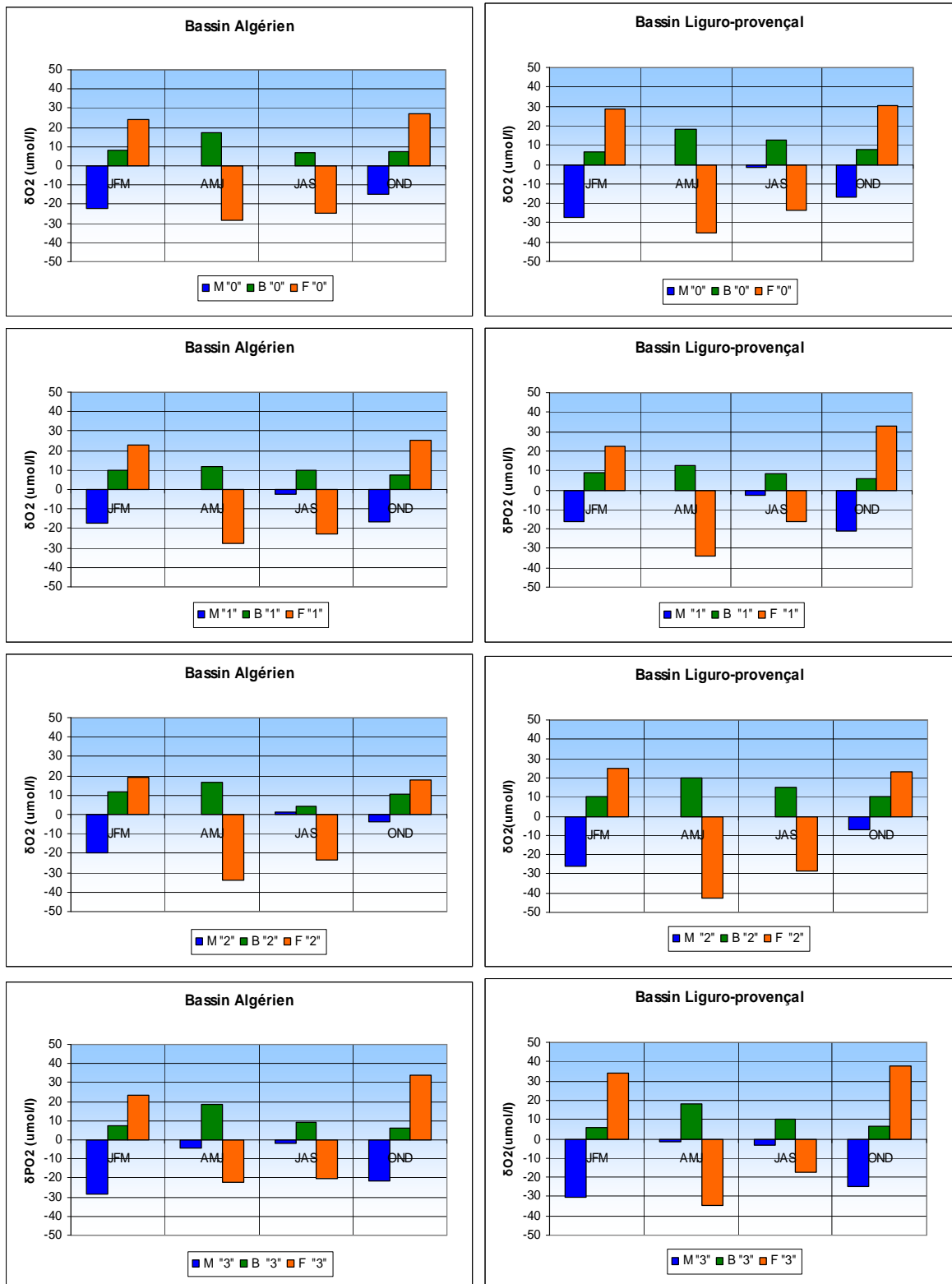


Figure 54: Représentation graphique des effets biologiques et des effets du mélange sur l'**oxygène dissous** dans le **bassin Algérien** et le bassin **Liguro-provençal** pour les 4 décennies.

JFM =janvier-Février-Mars ; AMJ= Avril-Mai-juin ; JAS= Juin-Août-Septembre ; OND= Octobre- Novembre-Décembre

6.1.2. Résultat de la simulation pour TCO₂ :

6.1.2.1. Variation annuelle de TCO₂ :

L'étude de l'évolution du TCO₂ dans les eaux de surface (figure 55), montre un important cycle saisonnier. D'une manière générale, nous observons une diminution de TCO₂ en période estivale alors que les maxima sont obtenus en hivers. COPIN-MONTEGUT and BEGOVIC, (2002), ont montré que la variabilité du TCO₂ dans les eaux de surface en Méditerranée est fonction de la salinité, de l'activité biologique et des échanges air-mer.

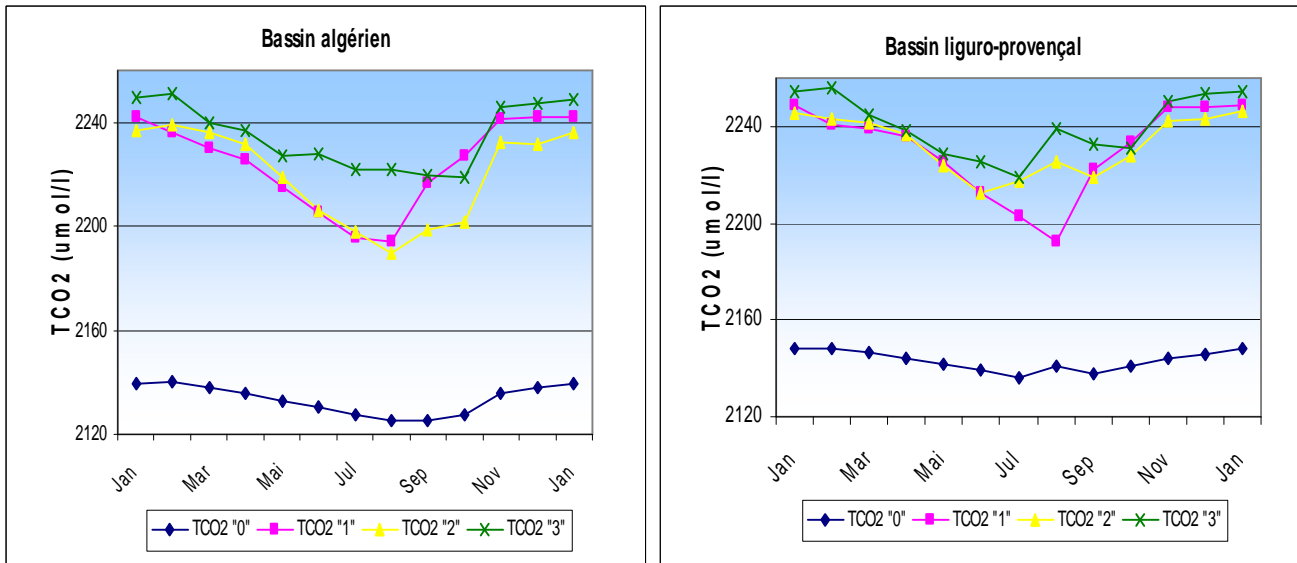


Figure 55 : Evolution annuelle des valeurs de TCO₂ simulées dans les deux zones d'étude.

Nous constatons une augmentation des concentrations de TCO₂ depuis la période pré-anthropique dans les deux bassins. Les concentrations moyennes de TCO₂ sont passées de 2132.94 µmol/l dans la décennie 0 à 2233.9 µmol/l dans la décennie 3 dans le bassin algérien. Dans le bassin liguro- provençal, TCO₂ a augmenté de 96.52 µmol/l de la période pré- industrielle jusqu'aux années 90.

Les années 90 comptent les concentrations les plus élevées : les teneurs maximales sont relevées au mois de février dans les deux régions et sont de 2250.7 µmol/l dans le bassin algérien et de 2255.9 µmol/l dans le bassin liguro- provençal.

6.1.2.2. Processus affectant les variations de TCO₂ :

L'analyse des processus saisonniers affectant les variations de TCO₂ dans les eaux de surface pour le bassin algérien et le bassin liguro- provençal est représentée dans la figure 56.

D'une manière générale, nous remarquons la dominance des effets du mélange sur les variations du TCO₂ en hiver et en automne dans le bassin algérien pour toutes les décennies. Le même fait est constaté dans le bassin liguro- provençal avec toutefois une certaine importance de l'effet du mélange durant l'été également. BEGOVIC and COPIN-MONTEGUT, (2002), ont démontré que les mélanges verticaux sont les processus principaux qui contrôlent les changements en TCO₂ en hiver au site DYFAMED.

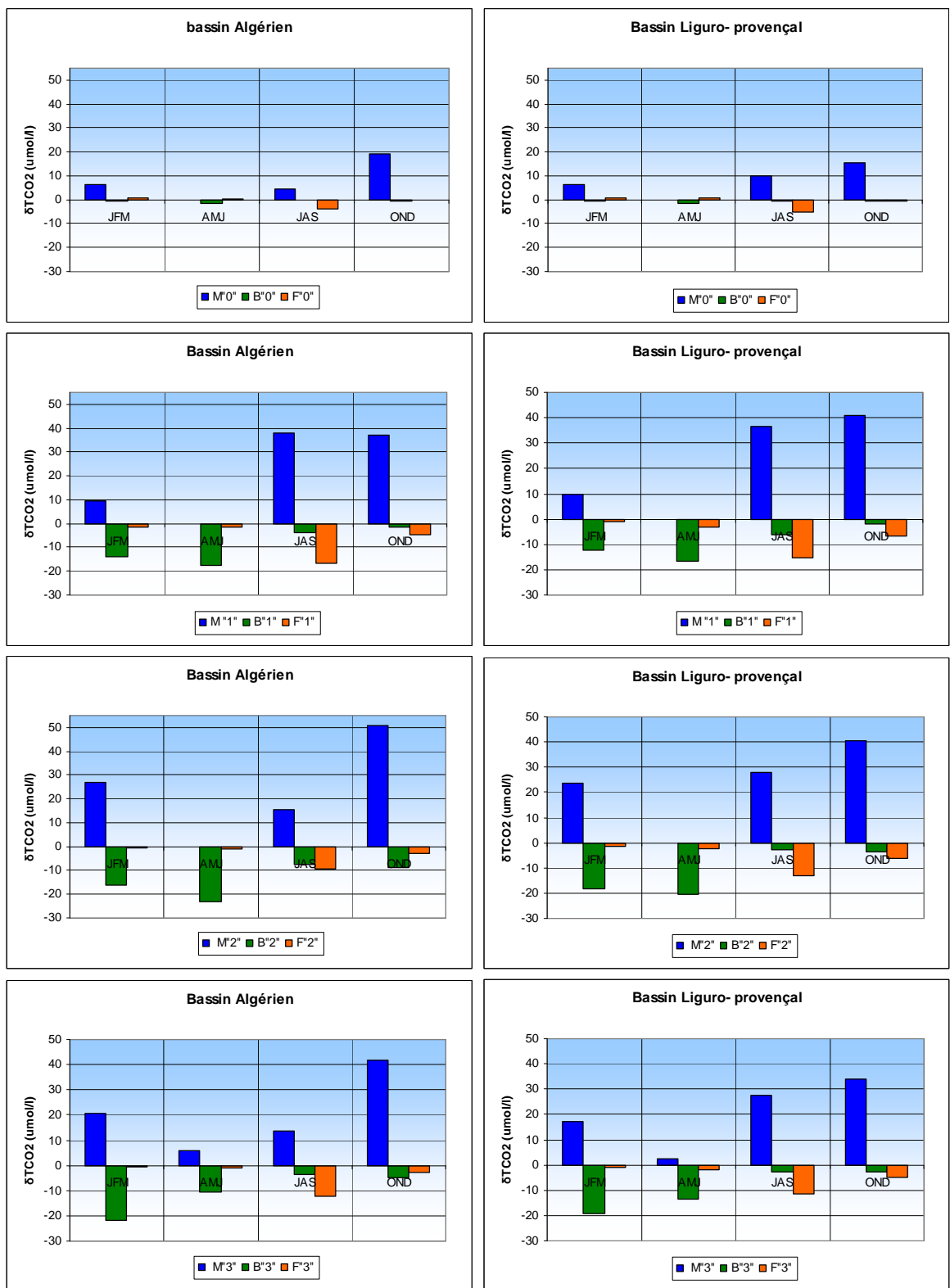


Figure 56 : Représentation graphique des effets du mélange (M), des effets biologiques (B) et des effets du flux à l'interface air-mer (F) sur TCO_2 dans le *bassin algérien* et le *bassin liguro-provençal* pour les 4 décennies

JFM =janvier-Février-Mars ; AMJ= Avril-Mais-juin ; JAS= Juin-Août-Septembre ; OND= Octobre- Novembre-Décembre

D'autre part, on remarque aussi la très faible contribution des échanges atmosphériques aux changements du TCO₂ dans les deux bassins sauf en été où les variations des TCO₂ induite par le flux air-mer peuvent atteindre -16.8 μmol/l dans le Bassin Algérien et -15.5 μmol/l dans le bassin liguro-provençal. En effet BEGOVIC, (2001) a également trouvé que les échanges avec l'atmosphère ont peu d'influence sur les variations de TCO₂ à l'échelle annuelle dans le golf du Lion.

Enfin, l'activité biologique affecte les concentrations de TCO₂ dans les eaux de surface du bassin algérien et du bassin liguro -provençal négativement durant toute l'année et quelques soit la décennie. On note que son effet est très faible durant la période pré- anthropique par rapport aux trois décennies récentes

6.1.3. Résultat de la simulation pour pCO₂:

6.1.3.1 ΔpCO₂ :

ΔpCO₂ représente la différence entre pCO₂ dans l'air et pCO₂ dans l'eau. L'analyse des graphiques a et b de la figure 57 montre que durant la période pré- industrielle les eaux méditerranéennes du bassin algéro- provençal étaient une source de CO₂ pour l'atmosphère en période estivale et un puits de CO₂ en hiver. Il est bien connu que le réchauffement de l'eau de mer augmente la solubilité de CO₂ et accroît par conséquent sa pression partielle dans l'eau (OUDOT, 1990). Lorsque cette dernière devient supérieure à pCO₂ de l'atmosphère, il y a un transfert de CO₂ de la mer vers l'atmosphère, alors qu'en hiver le refroidissement de la colonne d'eau et le renforcement du régime des vents augmente l'absorption du CO₂ par les eaux superficielles.

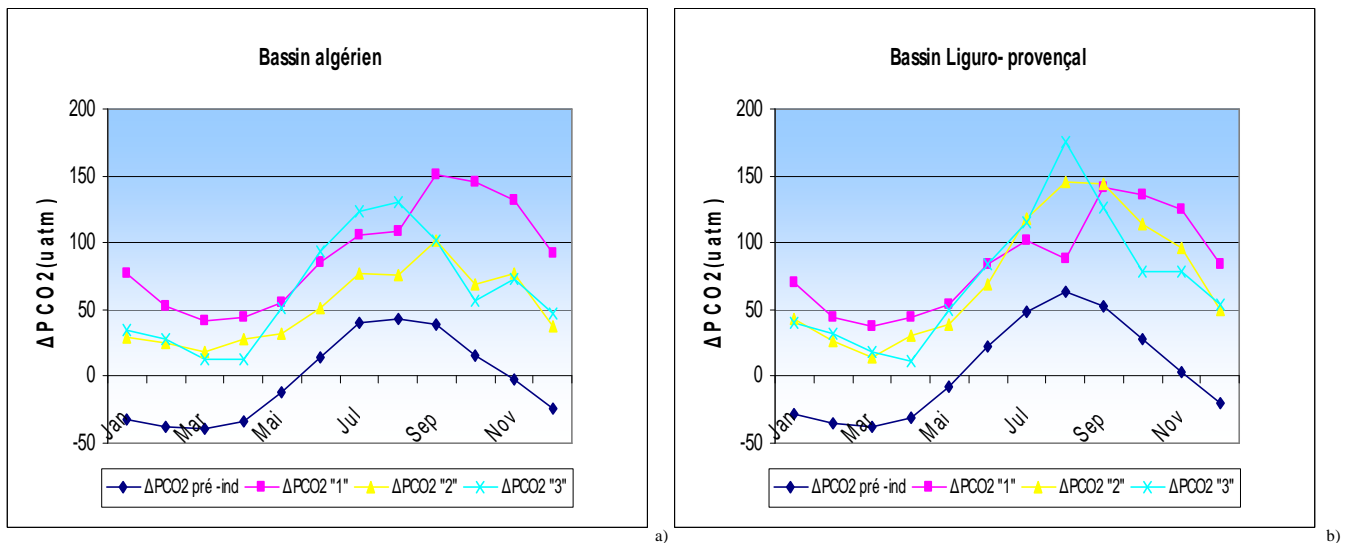


Figure 57 : ΔpCO₂ simulées dans les deux zones d'étude pour les quatre situations décennales (0 : pré-anthropique ; 1 : années 50-60-70 ; 2 : années 80 ; 3 : années 90).

Depuis les années cinquante jusqu'aux années quatre-vingt-dix, cette situation semble avoir changé, l'ensemble du bassin algéro- provençal serait devenu une source de CO₂ pour l'atmosphère tout au long de l'année selon les résultats du modèle.

En effet, les contraintes de subsurface choisie induisent des Δ pCO₂ (pCO₂ eau- pCO₂ air) supérieures à 0 quelque soit la saison, l'été reste la période où le dégazage du CO₂ est le plus

important avec des maxima de ΔpCO_2 de l'ordre de 141.1 μatm et 151.2 μatm dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal respectivement pour la première décennie.

Les années 80 voient une légère diminution de l'effet source des eaux en été avec un ΔpCO_2 maximal de 101.2 μatm dans le bassin algérien au mois septembre alors que dans le bassin liguro- provençal il y a une légère augmentation des pCO_2 en été qui est de l'ordre de quelques μatm par rapport aux valeurs obtenues pour la décennie 1. La différence maximale entre pCO_2 air et pCO_2 eau est de 145.4 μatm .

Enfin, la tendance des ΔpCO_2 en saison estivale est à la hausse dans la troisième décennie avec des maxima au mois d'août de 130.9 μatm et de 175.3 μatm dans les deux bassins respectivement.

Toutefois, nous remarquons qu'au cours des trois décennies, l'écart entre les pressions partielles de CO_2 dans l'eau et dans l'atmosphère a relativement diminué en hiver et au printemps : les plus faibles ΔpCO_2 calculées dans le bassin algérien sont passées de 41.9 μatm pour la décennie 1 à 12.7 μatm pour la décennie 3 soit une diminution de presque 70%. Cette diminution est de l'ordre de 69% dans le bassin liguro- provençal.

D'une manière générale, nous constatons, que la source de CO_2 sur les deux bassins a légèrement diminué depuis la première décennie, cette diminution est plus prononcée dans le bassin algérien que dans le bassin liguro- provençal.

Enfin, les seules données observées que nous avons sont celles de Begovic au site de DYFAMED (bassin liguro- provençal) pour les années 1998,1999 et 2000, (figure 58). D'une manière générale, notre simulation reproduit bien le cycle saisonnier de pCO_2 , Cependant notre modèle surestime les pCO_2 par apport aux données mesurées par BEGOVIC, (2001).

La pression partielle moyenne de CO_2 dans le bassin liguro- provençal calculée au cours des années 90 est de 421.91 μatm , alors que pCO_2 moyen obtenu des données de Begovic est de 359.39 μatm , soit une surestimation annuelle moyenne de 62.52 μatm par notre modèle. Cette surestimation est plus importante durant l'été où elle est de l'ordre de 100 μatm .

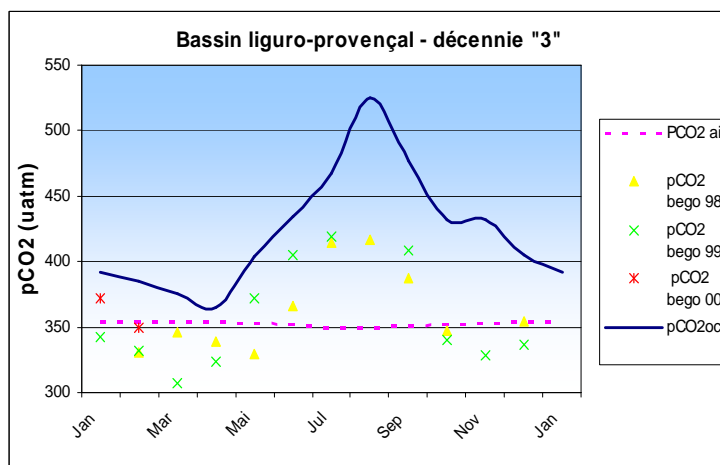


Figure 58 : Représentation graphique des valeurs de pCO_2 océaniques simulées et des PCO_2 atmosphériques dans le bassin **Liguro- provençal** pour les **années 90**.

Pour ce qui est de l'amplitude des variations saisonnières, le modèle la sur-estimerait d'environ 68 μatm . Plusieurs raisons peuvent être à l'origine de cette surestimation :

- Tout d'abord, nous n'avons pas ajusté particulièrement les paramètres biologiques pour le bassin algéro-provençal. Ceux-ci peuvent avoir une grande importance sur le cycle annuel de pCO_2 comme l'a démontré LOUANCHI, (1995) par les tests de sensibilité notamment sur la vitesse maximale de croissance du phytoplancton ou le taux de reminéralisation dans la couche de surface.
- Si les conditions aux limites de subsurface en O_2 et PO_4^{3-} sont bien définies par une climatologie d'observations réelles, il n'en va pas de même pour les valeurs de TCO_2 et TA. LOUANCHI, (1995) a montré qu'une erreur d'environ $10\mu\text{mol/l}$ sur le TCO_2 de subsurface pouvait induire une erreur d'environ 20 μatm sur le pCO_2 de surface par surestimation ou sous-estimation de l'effet du mélange dans ce modèle
- Enfin, les relations d'AIT AMEUR, (2007) pour TCO_2 ont été définies sur des observations de 1998 à 2004. La pénétration du Carbone anthropique de l'atmosphère n'étant pas linéaire selon le facteur de Revelle, il aurait fallu trouver un moyen d'extrapoler cette relation dans le temps pour définir des conditions adéquates pour les années 50 à 90.
- Les résultats du modèle en termes de PO_4^{3-} et d' O_2 sont encourageants. Ceci signifierait que les processus de variations des éléments biogéochimiques ont pu être relativement bien reproduits. Nous pensons donc que les processus relatifs à pCO_2 sont bien pris en compte dans notre modèle. Bien entendu, la valeur absolue ne nous semble pas correcte.

6.1.3.2. Processus affectant les variations de pCO_2 :

Le calcul de la contribution saisonnière de chaque processus nous permet d'avoir une idée plus précise sur l'effet des saisons sur l'évolution de pCO_2 au cours de l'année, (figure 59).

L'étude des pCO_2 nous permet de voir qu'on observe une augmentation des pressions partielles de ce gaz de l'hiver à l'été. L'analyse des processus qui affectent les variations du pCO_2 montre que l'effet thermodynamique contribue le plus à cette augmentation au printemps et en été depuis la période pré-anthropique jusqu'aux années 90 pour le bassin algérien. Le même état de fait est constaté dans le bassin liguro-provençal, toutefois, il semblerait que la participation de l'effet du mélange à l'augmentation des pCO_2 durant l'été serait tout aussi importante. En effet, ce processus contribue aux variations de pCO_2 par environ 39% pour la première décennie, 30% dans les années 80 et 36% dans les années 90.

L'effet de la pompe biologique semble marginal dans la période pré-industrielle : les variations de pCO_2 sont essentiellement dues aux effets du mélange et aux effets thermodynamiques dans les deux régions. A partir des années 50 nous observons une augmentation de la contribution des effets de l'activité biologique en hiver et au printemps.

Selon BEGOVIC and COPIN MONTEGUT, (2002), l'apport des nutriments à la couche de surface par les intenses échanges verticaux d'hiver favorise la production biologique ce qui a tendance à faire baisser les pCO_2 dans l'eau. Ceci peut expliquer le fait qu'au cours des trois décennies les eaux de surface sont devenues une faible source de CO_2 pour l'atmosphère durant les mois de février, mars et avril. Bien entendu la diminution de la température en automne et en hiver contribue à faire baisser la pression partielle de CO_2 .

Enfin, en automne, l'effet du mélange semble contrebalancer celui de la thermodynamique dans les deux bassins.

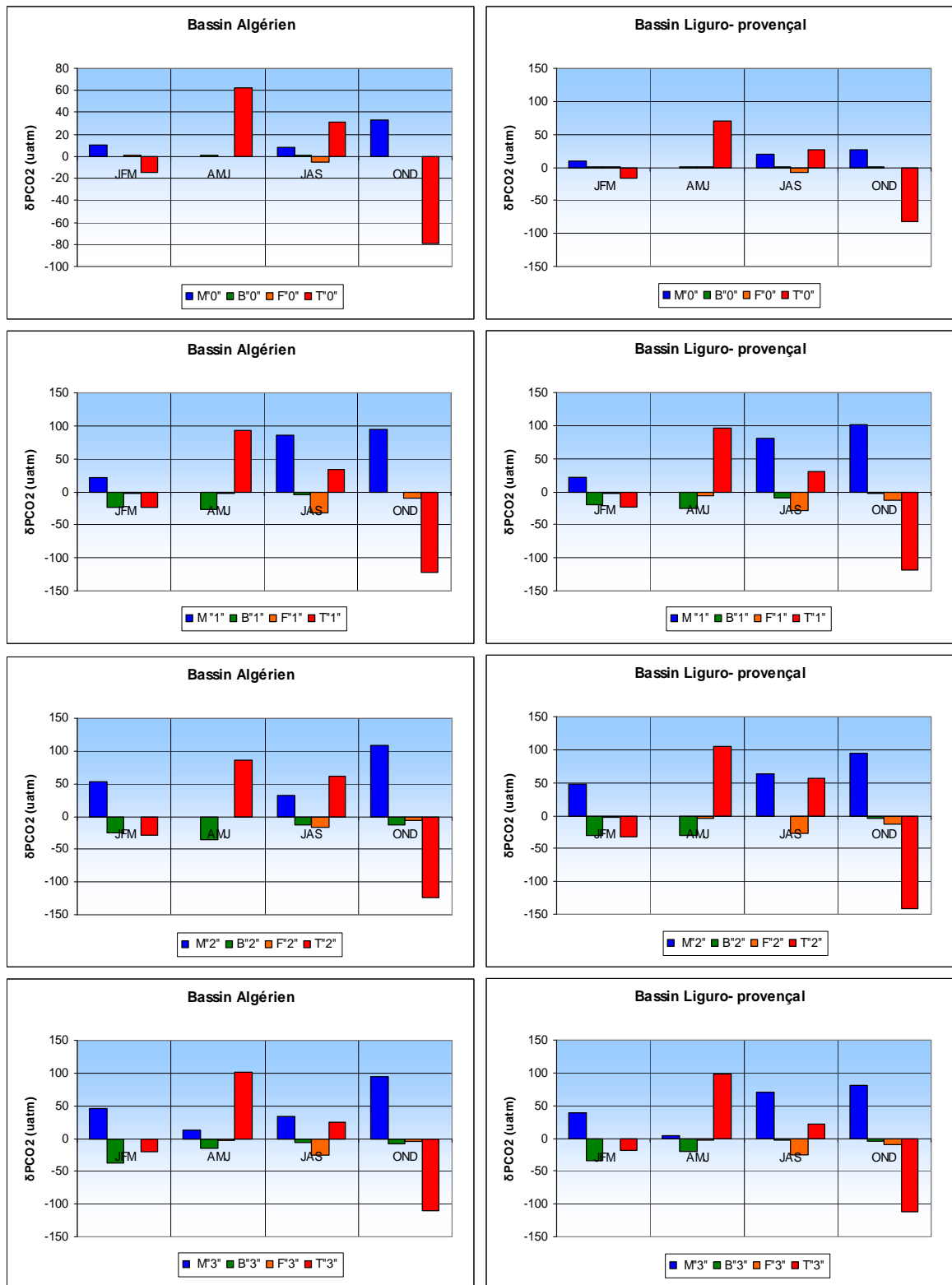


Figure 59 : Représentation graphique des effets du mélange (M), des effets biologiques (B) , des effets du flux à l'interface air-mer (F) et des effets de la température (T) sur pCO_2 dans le *bassin algérien* et le bassin *liguro-provençal* pour les 4 décennies

JFM =janvier-Février-Mars ; AMJ= Avril-Mai-juin ; JAS= Juin-Août-Septembre ; OND= Octobre- Novembre-Décembre

6.1.3.3. Analyse des contributions des processus à l'échelle annuelle :

L'analyse des processus affectant les variations de pCO_2 dans les eaux pour toutes les décennies révèle clairement la dominance de l'effet du mélange sur le cycle saisonnier de pCO_2 (figure 60) dans les deux zones d'étude. L'effet de la pompe biologique semble quasi absent dans la période pré-industrielle alors qu'en moyenne 22.63% des variations de PCO_2 dans le bassin algérien et 19.23 % dans le bassin liguro-provençal dans les années 50 aux années 90 seraient dues à l'activité biologique pour la période 50-90.

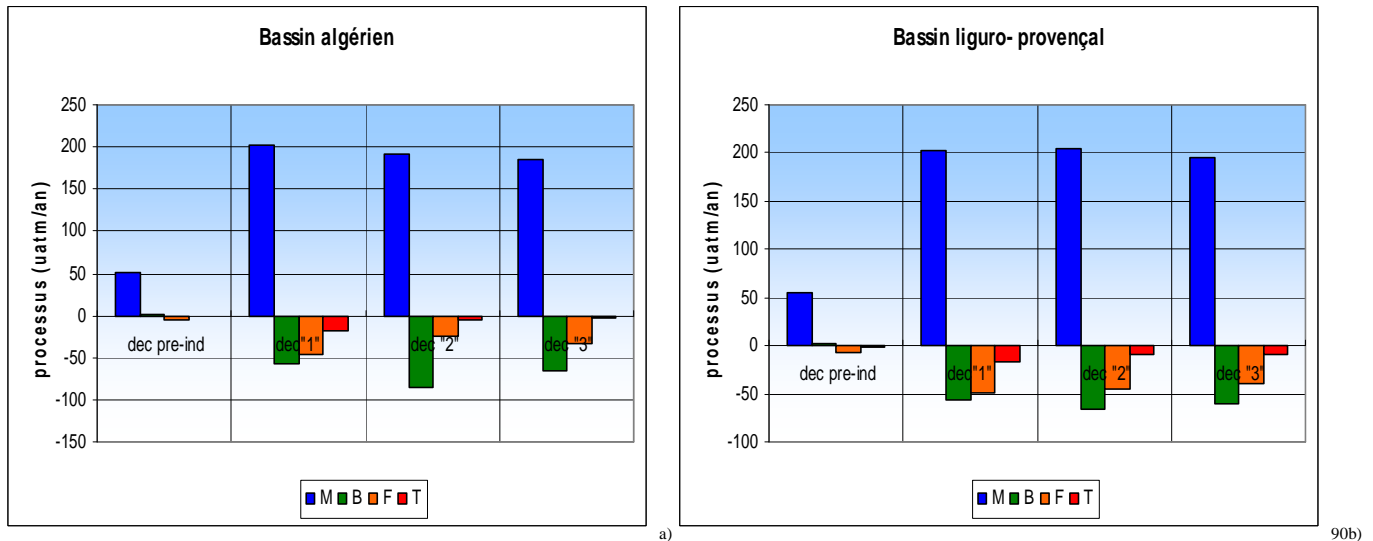


Figure 60: Effets moyen pour les décennies 1, 2 et 3 du mélange (M), biologiques (B), du flux (F) et thermodynamiques (T) sur pCO_2 dans les deux zones d'étude.

On voit clairement que les processus de mélange sont surestimés ce qui signifierait bien que TCO_2 de subsurface calculé est une condition aux limites surestimée.

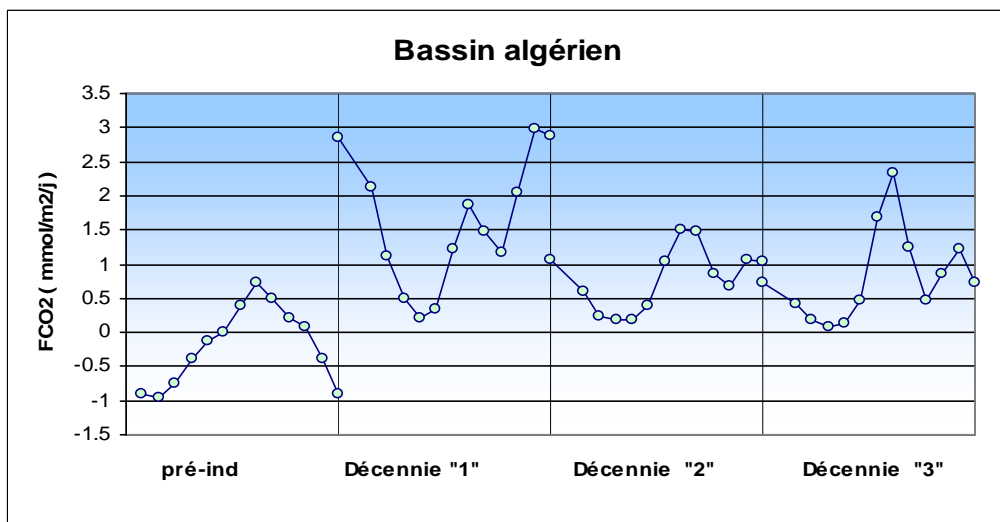
L'effet thermique en moyenne annuelle est quasiment nul. Enfin les échanges air-mer semblent contribuer aux variations de pCO_2 par en moyenne 9 μatm dans le bassin algérien et par 11 μatm dans le bassin liguro-provençal au cours des trois décennies.

6.1.3.4. Etude du flux de CO_2 :

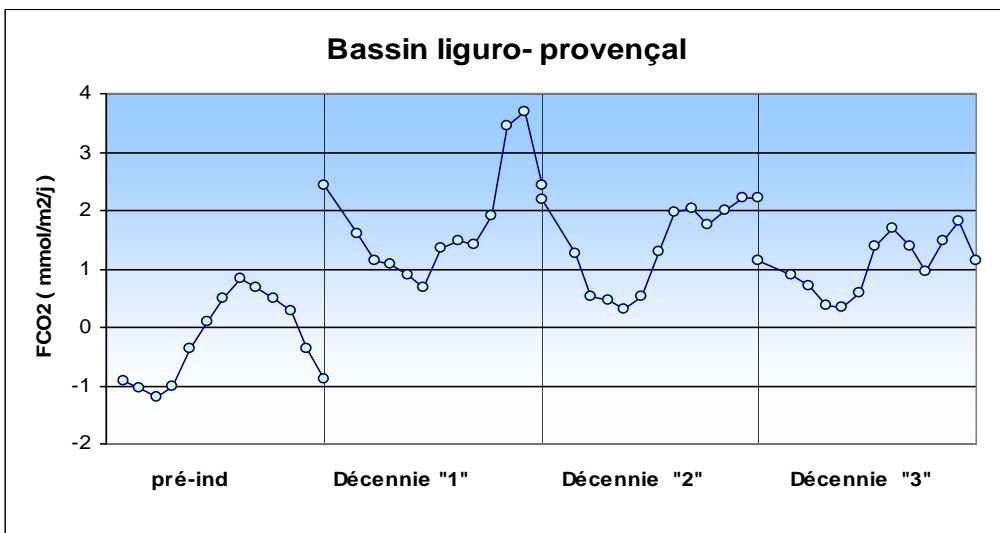
Le flux net de CO_2 échangé entre l'océan et l'atmosphère est fonction du coefficient d'échange gazeux à l'interface air/mer et du gradient de CO_2 établi entre la surface de la mer et l'air surnageant. Nous avons utilisé les pCO_2 calculées par notre modèle. Les vents sont obtenus de la base de données ERA 40 du centre européen de prévision météorologique alors que pour la pression partielle de CO_2 dans l'atmosphère nous avons utilisée les mesures des bases de données du programme VAG (Veille Atmosphère Globale- site internet de la National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA : www.noaa.gov)

Les figures 61 a et b représentent la distribution du flux ($mmol/m^2/j$) dans les deux bassins. D'une manière générale, les flux s'échappant de la mer dans l'atmosphère sont comptés positifs alors que les valeurs négatives caractérisent les mois 'puits' pour lesquels les flux sont entrants de l'atmosphère vers l'océan.

Durant la période pré- industrielle (décennie 0), les eaux superficielles des deux bassins sont un puit de CO₂ de décembre à mai, le flux net maximal entrant en cette période est de -0.96 mmol/m²/j dans le bassin algérien et -1.05 mmol/m²/j dans le bassin liguro- provençal. Au mois de juin les eaux de surface dans les deux zones sont quasiment en équilibre avec l'atmosphère avec des flux de l'ordre de +0.01 mmol/m²/j (Bassin algérien) et +0.08 mmol/m²/j (Bassin Liguro- provençal). A partir du mois de juillet ; les eaux de surfaces deviennent de plus en plus sursaturées en CO₂, les flux sortant maximaux sont atteints au mois d'août dans le bassin algérien avec 0.74 mmol/m²/j et dans le bassin liguro- provençal avec 0.82 mmol/m²/j. Cette situation suggère que le bassin algéro-provençal dans l'ensemble était à l'équilibre avec l'air en condition pré- industrielle pour le CO₂.



(a)



(b)

Figure 61: Evolution mensuelle des flux de CO₂ simulés dans le bassin algérien et le bassin liguro provençal pour toutes les décennies.

A partir des années cinquante, nous remarquons un changement considérable des échanges de CO₂ avec l'atmosphère dans notre zone d'étude. En effet au cours des trois décennies étudiées l'ensemble du bassin algéro- provençal se comporte comme une source permanente de CO₂ avec l'atmosphère.

La première décennie (50-60-70) présente d'une manière générale les flux mensuels les plus élevés avec un flux moyen de +1.49 mmol/m²/j et +1.76 mmol/m²/j dans les deux bassins respectivement.

Dans les années 80 et 90, nous constatons qu'il y a une baisse des FCO_2 , les eaux de surface du bassin algérien et du bassin liguro- provençal deviennent une source faible de CO_2 durant le printemps. L'été reste la saison où les flux sortant vers l'atmosphère sont les plus élevés.

Par ailleurs, il est important de noter que l'évolution des échanges de CO_2 avec l'atmosphère pour les trois décennies suit la distribution des vents dans les deux bassins (figure 47 et 48). Les plus faibles vitesses du vent sont généralement associées aux plus faibles valeurs de FCO_2 .

Enfin, à l'échelle annuelle (figure 62), les flux net de CO_2 pour la période pré- anthropique sont des flux entrants dans les deux bassins. A partir des années cinquante et jusqu'aux années 90 aussi bien le bassin algérien que le bassin liguro- provençal seraient des sources de CO_2 pour l'atmosphère. Toutefois il est certain que notre modèle surestime largement cette source.

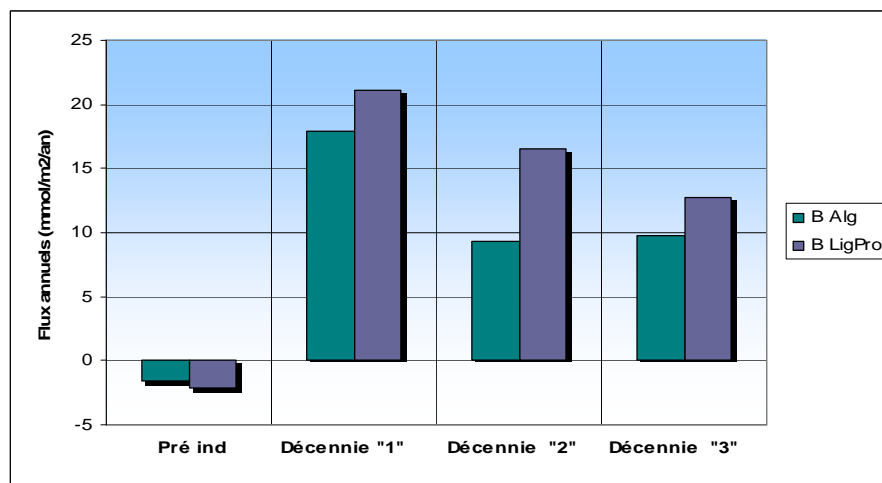


Figure 62: Flux annuel de CO_2 dans le bassin algérien et le bassin liguro- provençal.

Ce qu'il est intéressant de noter, c'est que des années 50 aux années 90, le modèle donne une diminution significative de cette source, de plus de 50% dans les deux bassins. Ceci pourrait être attribué au fait que le CO_2 atmosphérique croît plus vite dans l'air que dans l'eau, et que cette dernière met un certain temps à revenir vers un équilibre atmosphère-océan

Nous pensons que malgré les incertitudes sur les valeurs absolues de pCO_2 dans le modèle, cette variation décennale serait probablement réaliste comme cela a été montré dans la gyre subtropicale indienne par METZL et al, (1998)

6.2. Evaluation des résultats du modèle :

6.2.1. TCO_2 de subsurface :

Comme on suppose une surestimation des TCO_2 de subsurface par la relation d'AIT AMEUR, (2007) pour les trois décennies de notre étude, nous proposons d'évaluer les TCO_2 de subsurface à partir du TCO_2 naturel calculé (AIT -AMEUR, 2007) et du facteur de Revelle.

Par définition le facteur de Revelle β traduit la variation relative de TCO_2 dans l'océan par rapport à la variation de pCO_2 dans l'atmosphère :

$$\beta = \frac{\Delta p\text{CO}_2 / p\text{CO}_2}{\Delta \text{TCO}_{2\text{océanique}} / \text{TCO}_{2\text{océanique}}}$$

Pour la Méditerranée β est d'environ 10. Ce qui signifie qu'il faut 10 fois plus de temps au TCO_2 océanique d'augmenter par rapport à $p\text{CO}_2$ dans l'atmosphère.

En considérant que la Méditerranée entre 0 et 200 m de profondeur est à l'équilibre avec l'air, on peut alors déterminer la variation de TCO_2 par rapport à un état naturel.

$$\text{TCO}_2^i - \text{TCO}_2^{\text{NAT}} = \frac{\text{TCO}_2^{\text{NAT}}}{\beta} * \frac{(p\text{CO}_{2i}^{\text{atm}} - p\text{CO}_{2\text{nat}}^{\text{atm}})}{p\text{CO}_{2\text{nat}}^{\text{atm}}}$$

où i : correspond à la décennie
 nat : correspond aux conditions pré-anthropiques.

Les résultats donnent le tableau suivant pour les nouvelles conditions de subsurface :

Tableau 11 : Nouvelle contraintes de TCO_2 de subsurface

Décennie	Bassin Algérien	Bassin liguro-provençal
0	$\text{TCO}_2^{\text{NAT}} = 2147$	$\text{TCO}_2^{\text{NAT}} = 2154.3$
1	$\text{TCO}_2^1 = 2182$	$\text{TCO}_2^1 = 2189$
2	$\text{TCO}_2^2 = 2197$	$\text{TCO}_2^2 = 2204$
3	$\text{TCO}_2^3 = 2208$	$\text{TCO}_2^3 = 2216$

Une simulation est faite sans rien changer d'autre dans le modèle et on obtient un cycle annuel de $p\text{CO}_2$ conforme pour la décennie 3 aux observations de Begovic, (2001)

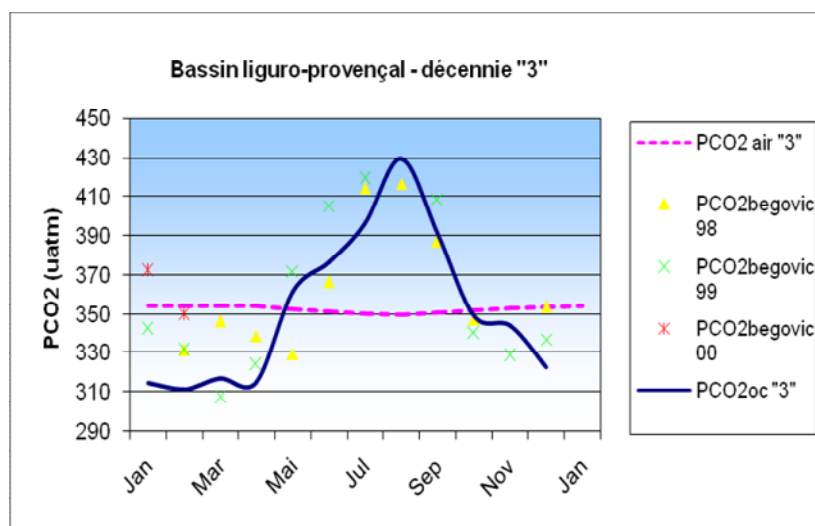


Figure 63: Représentation graphique des valeurs de $p\text{CO}_2$ océaniques simulées et des $p\text{CO}_2$ atmosphériques dans le bassin **Liguro- provençal** pour les **années 90** calculées à partir des nouvelles contraintes de subsurface.

Donc notre hypothèse de surestimation des conditions de subsurface est bonne. Les flux annuels dans ce cas sont donnés dans le tableau suivant :

Tableau 12: flux de CO₂ en mol/m²/an pour les deux zones étudiées sur les trois décennies et le pré- anthropique.

Décennie	Bassin Algérien	Bassin liguro-provençal
0	-2.8	-4.0
1	-4.2	-4.6
2	-1.4	-2.7
3	-3.1	-4.1

Ces résultats montrent qu'à l'échelle annuelle le bassin algéro-provençal est un puits pour toutes les décennies. D'autres tests doivent encore être faits sur le modèle pour confirmer ces résultats.

6.2.2. Production exportée :

Pour une région donnée, les productions exportées devraient être égales aux productions nouvelles. La comparaison des résultats du modèle aux estimations faites dans le chapitre 5 basées sur les observations donne les résultats du tableau 13.

Tableau 13 : Production exportée calculée par le modèle en gC/m²/an et nouvelle production du chapitre 5 en gC/m²/an

Région	Décennie	Production exportée (Modèle)	Production nouvelle calculée
Bassin algérien	1	19.4	15.9
	2	22.8	22.8
	3	15.1	13.9
Bassin Liguro-provençal	1	18.0	15.6
	2	25.5	26
	3	13.5	15.2

En conclusion, les processus biologiques de production dans le modèle semblent bien représenter la réalité dans le bassin algéro- provençal, car les estimations sont tout à fait similaires dans les deux bassins.

Conclusion

La base de données MEDAR/MEDATLAS, (2002) nous a permis de reconstituer les climatologies mensuelles des différents paramètres physico-chimiques nécessaires pour mener à bien notre étude sur le cycle géochimique du carbone dans le bassin algéro-provençal.

Notre travail s'est focalisé d'une part sur le suivi de l'évolution décennale des paramètres hydrologiques et biogéochimiques et d'autre part sur l'estimation du bilan de carbone dans le bassin occidental par l'étude des productions et la modélisation des pCO_2 et TCO_2 dans la couche de mélange. Notre travail nous a mené aux conclusions suivantes :

- L'étude des diagrammes T/S au sein du bassin algérien et du bassin liguro provençal met clairement en évidence 3 masses d'eaux : *l'Eau Atlantiques Modifiée*, sujette à une forte influence saisonnière, *l'Eau Levantine Intermédiaire* et *l'Eau Profonde* (WMDW). Nous ne distinguons pas les eaux WIW

Les rapports N/P élevées (autour de 20) traduisent la particularité de l'écosystème méditerranéen par la fixation de l'azote atmosphérique, la limitation en phosphate et la présence des herbiers à posidonies

L'étude des variations saisonnières des paramètres hydrologiques met en évidence :

- Une augmentation des températures de surface de presque un degré sur l'ensemble du bassin algéro- provençal depuis les années 50.
- L'augmentation des salinités de surface durant les années 80 probablement en réponse à la sécheresse observée durant cette décennie.
- La très faible hausse des températures et salinités des eaux de fond liées à l'utilisation des moyennes décennales

L'évolution annuelle des paramètres biogéochimiques révèle que :

- Les cycles saisonniers en surface des sels nutritifs montrent généralement des maxima en période hivernale et des minima en période estivale dans les eaux de surface.
- Les concentrations des sels nutritifs et de l'oxygène dissous ont augmenté depuis les années 50-60-70 jusqu'aux années 90. Les années 80 se singularisent par étant les plus fertiles.

Les résultats de production primaire et de production nouvelle mettent en évidence le caractère mésotrophe du bassin algéro-provençal malgré l'oligotrophie des eaux méditerranéennes de surface ($f < 0.1$). Il apparaît aussi une augmentation de la fertilité depuis les années 50 en corrélation avec la hausse des concentrations des sels nutritifs.

Le taux de reminéralisation entre 100 et 200 m de profondeur aurait augmenté d'en moyenne 55 % à 95 % des années 50 aux années 90, suggérant que la pompe biologique de carbone serait de moins en moins efficace en Méditerranée.

L'utilisation d'un modèle pour simuler les variations de TCO_2 et pCO_2 nous a permis de constater :

- Une augmentation de TCO_2 en surface depuis la période pré anthropique, conforme à ce qui a été déterminé par d'autres méthodes dans la région
 - Le bassin algéro- provençal est un puits moyen de CO_2 pour l'atmosphère avec des mois source de CO_2 en été comme cela a été observé par Begovic, (2001).
 - Une bonne reproductibilité du cycle saisonnier de pCO_2 par notre modèle
- Au vu de nos résultats il nous paraît intéressant de :

- a. Généraliser l'étude à la Méditerranée dans la mesure des données disponibles.

- b. Faire des mesures de TCO_2/TA dans le bassin algérien. L'élaboration d'un site d'observation mensuelle comme DYFAMED dans la zone nous semble la voie à suivre.
- c. Enfin, la réalisation de tests de sensibilité et une analyse des incertitudes sur la partie climatologies et modélisation afin de confirmer ou infirmer les résultats de cette étude tant pour la pompe biologique de carbone que pour la pompe physique et trancher sur le rôle source ou puits de la Méditerranée.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- **AIT AMEUR N., 2007.** Contribution à la quantification du CO₂ anthropique en mer Méditerranée et en mer de Ross. *Thèse de doctorat en Océanologie, Biogéochimie et Environnement, Université de Perpignan Via Domitia*, 157p
- **AMINOT, A. AND CHAUSSEPIED, M., 1983.** Manuel des analyses chimiques en milieu marin. CNEXO, Brest, 395 p.
- **ANDERSON L. A., 1995.** On the hydrogen and oxygen content of marine phytoplankton. *Deep Sea Research I*. Vol 42, 9, 1675-1680.
- **ANDERSON AND L. A., SARMIENTO, J. L., 1994.** Redfield ratios of remineralization determined by nutrients data analysis. *Global Biogeochemical Cycles*. Vol. 8, 1, 65-80.
- **ABAAB A., BÉDRANI S., BOURBOUZE A AND CHICHE J., 1995.** Les politiques agricoles et la dynamique des systèmes agropastoraux au Maghreb. *Centre International des Haute Etude Agricole Méditerranéennes, Série. B 14*, 140-165
- **AUDIBERT N., 2003.** Limiter les émissions de CO₂ pour lutter contre le réchauffement climatique : enjeux, prévention à la source et séquestration. *BRGM/RP-52406-FR*, 275p
- **BEGOVIC M., 2001.** Contribution à l'étude du système des carbonates en méditerranée, distribution et variation spatio-temporelle de la pression partielle de CO₂ dans les eaux superficielles du bassin liguro- provençal. *Thèse de doctorat en Océanologie, Météorologie et Environnement Université de Pierre et Marie Curie (Paris VI)*, 304p.
- **BEGOVIC M., AND COPIN MONTHEGUT C., 2002.** Processes controlling annual variations in the partial pressure of CO₂ in surface waters of the central northwestern Mediterranean Sea (Dyfamed site). *Deep Sea research II*, n°49, 2049-2066.
- **BELOUNIS M., ET TAALBA A., 2004.** Etude des variations spatio- temporelles des bio-constituants inorganiques en Mer Méditerranée. *Mémoire d'ingénieur en Science de la Mer, option Environnement marin*. ISMAL , 79p
- **BETHOUX, J.-P., 1980.** Mean water fluxes across sections in the Mediterranean Sea, evaluated on the basis of water and salt budget and of observed salinities. *Oceanologica Acta*, 3, 79–88.
- **BETOUX J. P. AND COPIN-MONTEGUT G., 1986.** Biological fixation of atmospheric nitrogen in the Mediterranean sea. *Limnology Oceanography*. Vol. 31, n°6 , 1353-1358
- **BETHOUX, J. P., GENTILI B., AND TAILLIEZ D., 1998a.** Warming and freshwater budget in the Mediterranean since 1940s, their possible relation to the greenhouse effect. *Geophysical Research Letter*, Vol 25, n° 11, 1023-1026
- **BETHOUX, J. P., MORIN, P., CHAUMERY, C., CONNAN, O., GENTILI, B. AND RUIZ-PINO, D., 1998b.** Nutrients in the Mediterranean Sea, mass balance and statistical analysis of concentrations with respect to environmental change. *Marine Chemistry*, 63, 155-169.

- **BETHOUX, J. P., GENTILI B., MORIN, P., NICHOLAS E., PERRE C., AND 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*, Vol 44, 131-146.
- **BETHOUX, J. P., MORIN, P., AND RUIZ-PINO, D. P., 2002.** Temporal trends in nutrient ratios: chemical evidence of Mediterranean ecosystem changes driven by human activity. *Deep Sea Research II*, Vol 49, 2007-2016.
- **BOUABOUD, 2007.** Détermination des champs de dioxyde de carbone dans le bassin algérien par la modélisation géochimique. *Mémoire d'Ingénieur ISMAL*
- **BROECKER AND PENG, 1982.** Tracers in the sea. Edited by LDGO. University of Columbia, Palisades, New York.
- **COPIN -MONTEGUT C., 1988.** Alkalinity and carbon budgets in the Mediterranean sea. *Global biogeochemical Cycles*, Vol 7, 4, p915-925.
- **COPIN -MONTEGUT, G., 1996.** Chimie de l'eau de mer. Collection "synthèses" *Institut océanographique*, Paris, 319 p.
- **COPIN-MONTEGUT AND 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 (Dufamed site): influence of winter vertical mixing on air–sea CO₂ and O₂ exchanges. *Deep-Sea Research II*, Vol. 49, 2049–2066.
- **DOE 1994-** Handbook of methods for the analysis of the various parameters of the carbon dioxide system in seawater, version 2.1 (ed. Dickson, A.G. et Goyet, C).
- **DESPERES A., 2004 -** La couche de mélange océanique, comparaison des cycles saisonniers dans un modèle de circulation générale océanique (OGCM) et dans les données. Rapport de magistère. *Laboratoire d'océanographie dynamique et de climatologie LODYC*. 20 p
- **DUGDALE, R. C AND GOERING, J. J., 1967.** Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. *Limnology and Oceanography*, Vol. 12, 196-206.
- **EPPLEY, R.W. AND PETERSON, B. J., 1979.** Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature*, Vol, 282, 677-680.
- **FALKOWSKI, P. G. AND WILSON, C., 1992.** Phytoplankton productivity in the North Pacific Ocean since 1900 and implications for absorption of the anthropogenic CO₂. *Nature*, Vol, 358, 741-743.
- **FRONTIER, S., PICHOD-VIALE, D., 1998.** Ecosystèmes: Structure – Fonctionnement – Evolution. DUNOD, Paris, 447 p.
- **GOYET, C. AND POISSON, A., 1989.** New determination of carbonic acid dissociation constants in seawater as a function of temperature and salinity. *Deep-Sea Research*, Vol. 36, 1635-1654.

- **HAMAOU L., 2006.** Etude des variations spatio- temporelles des sels nutritifs, de l'oxygène dissous et de la chlorophylle dans le bassin algérien. *Mémoire d'ingénieur, en sciences de la mer, option environnement marin*, ISMAL, 52p.
- **HERNAN GARCIA E. AND KEELING, R. F. 2001-** On the global oxygen anomaly and air-sea flux. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 106, n. C12, 31155–31166.
- **HOLMEN, 1992.** The global carbon cycle *in* Butcher, S.S.; Charlson R. J.; Orians; G.H.; and Wolfe; G.V. *Ed. Global Biogeochemical Cycles*. Academic press, 239-262.
- **ILLOUL, H., 1992.** Contribution à l'étude qualitative, quantitative et structurale des populations phytoplanctoniques au large du Cap Caxine (Région algéroise). *Thèse de magister en Océanographie Biologique ISMAL*.
- **IPCC, 1990.** Climate Change, the IPCC scientific assessment, 365 pp.
- **IPCC, 2000.** Special report on land use, land use changes and forestry, 3, 30 pp.
- **IPCC, 2001a-** Bilan 2001 des changements climatiques. Rapport de synthèse, résumé à l'intention des décideurs et résumé technique, 89p.
- **IPCC, 2001b-** IPCC Third Assessment Report: Working Group I "Climate Change 2001: The Scientific Basis", 881 pp.
- **JHONSON J., AMBAR I., SERRA N., AND STEVENS I., 2002.** Comparative studies of the spreading of Mediterranean water through the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research II*, Vol 49, n° 9 , 4179-4193.
- **LEE, K. AND MILLERO, F.J., 1995.** Thermodynamic studies of the carbonate system in seawater. *Deep-Sea Research I*, Vol 42, 2035-2061.
- **LOUANCHI F., 1995.** Etude des variabilités spatio- temporelles du dioxyde de carbone à la surface de l'océan Indien: processus et quantification. *Thèse de Doctorat en Océanologie, Météorologie et Environnement de l'Université Pierre et Marie Curie*, (Paris VI) ; France, 234p.
- **LOUANCHI F., METZL N. AND POISSON A., 1996-** Modelling the monthly sea surface f CO₂ fields in the Indian Ocean. *Marine chemistry*, Vol. 55, 256-279.
- **LOUANCHI F., AND NAJJAR R.G., 2000** -A global climatology of phosphate, nitrate, and silicate in the upper ocean: spring summer export production and shallow remineralization. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(3), 957-977.
- **MEDATLAS, 2002.** Mediterranean and black sea data base of temperature, salinity and bio-chemical parameters climatological Atlas, (4 CD ROM), European Commission Marine Science and Technology Program (MAST), MEDAR group.
- **METZEL N. AND LOUANCHI F., AND POISSON A., 1998.** Seasonal and interannual variations of sea surface carbon dioxide in the subtropical Indian Ocean. *Marine Chemistry*, n°60, 131-146.

- **MILLERO, F.J. 1995-** Thermodynamics of the carbon dioxide system in the oceans. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 59, 661-677.
- **MILLERO, F.J., DEGLER E.A., O'SULLIVAN D.W., GOYET C., AND EISCHEID G., 1998.** The carbon dioxide system in the Arabian Sea. *Deep-Sea Research Part II*: Vol 45, n° 10-11, 2225-2252.
- **MILLOT, C., 1999.** Circulation in the Western Mediterranean. *Journal of Marine Systems*, Vol. 20, 423-442.
- **MILLOT, C. AND TAUPIER-LETAGE, I., 2004.** Circulation in the Mediterranean sea. *The handbook of Environmental Chemistry*, Vol. 1. Springer Verlag ed p 29-66
- **MORON V., 2003.** L'évolution séculaire des températures de surface de la mer Méditerranée (1856–2000). *C. R. Geoscience*, 335, 721-727.
- **NACEF L., 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, 101p.
- **NAJAAR R.G. , AND KEELING R.F, 1997.** Analysis of the mean annual cycle of the dissolved oxygen anomaly in the world ocean, *Journal of Marine Research*, Vol 55, p.117-151.
- **OBATON D., 1998.** Circulation et modélisation de la Méditerranée occidentale et Golfe du Lion. Synthèse des connaissances et des travaux existants. *Rapport Interne de la Direction de l'Environnement et de l'Aménagement Littoral n°03, BRES, IFREMER*, 89p.
- **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 VI), France*, 391p
- **RIBERA D'ALCALA M., CIVITARESE G. ' CONVERASANO F., AND LAVESSA A R., 2003.** Nutrient ratios and fluxes hint at overlooked processes in the Mediterranean Sea: Physical and Biochemical Evolution of the Eastern Mediterranean in the '90s. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, n° C 9, p 81
- **RIDAME C., 2001-** Rôle des apports atmosphériques d'origine continentale dans la biogéochimie marine: Impact des apports sahariens sur la production primaire en Méditerranée. *Thèse de doctorat Université de l'Université de Pierre et Marie Curie (Paris VI)*. Résumé
- **RAIMBAULT P., COSTE B., BOULAHIDJ M., and BOUDJELLAL B., 1993-** Origin of high phytoplankton concentration in deep chlorophyll maximum (DCM) in a frontal region of the Southwestern Mediterranean Sea (Algerian Current). *Deep-Sea Research I*, Vol 40, 791-804
- **REDFIELD, A. C., KETCHUM, B. H. AND RICHARDS, F. A., 1963-** The influence of organisms on the composition of sea water .*In The Sea* .Vol 2, Edited by M. N.Hill. Intersciences. New York, 26-77.

- **TESTOR, P., 2002.** - Etude lagrangienne de circulations tourbillonnaires de submésos et mésoéchelle en Méditerranée occidentale sur la base d'observations et de simulations numériques: phénomènes et interaction avec la circulation générale. *Doctorat d'état en Océanographie Physique. Université de Pierre et Marie Curie (Paris VI), France, 304p.*
- **WANNINKHOF, R., 1992.** Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal of Geophysical Research.* Vol. 9, C5, 7373-7382.
- **ZEEBE, R.E. AND WOLF-GLADROW D., 2001-** CO₂ in seawater : equilibrium, kinetics, isotopes, *Elsevier Oceanography series.* 360 p

ANNEXES

1- Calcul des constantes k_1 et k_2 : (GOYET AND POISSON, 1989) :

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

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

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

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

T : température de l'eau de mer en Kelvin,
S : salinité de l'eau de mer en psu,

2- Calcul de la solubilité du carbone (α_{CO_2}) en $moles.kg^{-1}.atm^{-1}$ par le polynôme de Weiss, (1974 in LOUANCHI et al, 1996):

$$\alpha_{CO_2} = -60,2409 + 93,4517(100 / T) + 23,3585 \ln(T / 100) + S [0,023517 - 0,023656 (T / 100) + 0,0047036 (T / 100)^2].$$

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

3- Calcul de la vitesse d'échange des gaz (k) en $cm h^{-1}$ par la formulation de WANNINKHOF, (1992) :

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

Avec :
V : vitesse du vent en $m.s^{-1}$.
Sct : nombre de Schmidt.

- Calcul du nombre de Schmidt pour l'oxygène par la formulation proposée par KEELING et al, (1998 in HAMAOU, 2006) :

$$Sct(O_2) = 1638.0 - 81.83 t + 1.483 t^2 - 0.008004 t^3$$

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

$$Sct(CO_2) = 1857,3 - 108,69 t + 2,7714 t^2 - 0,026667 t^3$$

t : température en degré Celsius,

4- Correction de la pression partielle du CO_2 dans l'air (p_{CO_2}) air , des effets de la pression de vapeur saturante, selon WEISS and PRICE (1980) :

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

T : température en Kelvin.

5- Formule pour le calcul de la solubilité de l'oxygène : O_2^* (AMINOT et CHAUSSPIED, 1983) :

$$\ln C = A_1 + A_2 (100/T) + A_3 \ln(T/100) + A_4 (T/100) + S [B_1 + B_2 (T/100) + B_3 (T/100)^2]$$

Avec :

- **C** : solubilité de l'oxygène en $\mu\text{mol/kg}$.
- **T** : température absolue de l'eau : $T(\text{K}) = t(^{\circ}\text{C}) + 273.15$.
- **S** : salinité de l'eau (g kg^{-1})
- **A₁** = -173.9894.
- **A₂** = 255.5907.
- **A₃** = 146.4813.
- **A₄** = -22.2040.
- **B₁** = -0.037362
- **B₂** = 0.016504.
- **B₃** = -0.0020564

6- Formule pour le calcul de AT et TCO₂ en subsurface (AIT AMEUR, 2007) :

$$\text{AT} = 106.58\text{S} - 1520.3$$

$$\text{TCO}_2 = -1371.65 - 21.1841 * \theta + 0.8393 * \text{UAO} + 99.8395 * \text{S} \text{ pour la décennie « 0 » situation naturelle } p\text{CO}_2 \text{ air} = 280 \mu \text{ atm}$$

$$\text{TCO}_2 = -351.4609 - 4.4486 * \theta + 0.3637 * \text{UAO} + 70.2134 * \text{S}$$

Avec:

- $p\text{CO}_{2\text{air}} \text{ « 1 »} = 325 \mu \text{ atm}$
- $p\text{CO}_{2\text{air}} \text{ « 2 »} = 345 \mu \text{ atm}$
- $p\text{CO}_{2\text{air}} \text{ « 3 »} = 360 \mu \text{ atm}$
- **S**: Salinité en g . kg^{-1}
- Θ : Température potentielle en $^{\circ}\text{C}$
- **UAO** : Utilisation apparente de l'oxygène en $\mu\text{mol/kg}$