

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

المدرسة الوطنية العليا لعلوم البحر و تهيئة الساحل

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



THÈSE DE DOCTORAT

Domaine : Sciences de la terre et de l'univers

Filière : Géographie et aménagement du territoire

Spécialité : Environnement marin et littoral

**Régime de production primaire dans le bassin algérien :
interaction facteurs du milieu successions planctoniques**

Présentée par :

Malik Aït-Kaci

Soutenue le 16/12/2024, devant le jury suivant :

M. KACHER Mohamed	Professeur (ENSSMAL)	Président
Mme LOUANCHI Ferial	Professeur (ENSSMAL)	Directrice de thèse
M. BOULAHIDID Mostefa	Professeur (ENSSMAL)	Examineur
M. BOUDJENAH Mustapha	Maître de Recherche (A) (CNRDPA)	Examineur
M. MORTIER Laurent	Professeur (ENSTA/LOCEAN)	Examineur
Mme ILLOUL Hassina	Maître de Conférence (B) (ENSSMAL)	Invitée

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

المدرسة الوطنية العليا للعلوم البحر و تهيئة الساحل

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



THÈSE DE DOCTORAT

Domaine : Sciences de la terre et de l'univers

Filière : Géographie et aménagement du territoire

Spécialité : Environnement marin et littoral

Régime de production primaire dans le bassin algérien : interaction facteurs du milieu successions planctoniques

Présentée par :

Malik Aït-Kaci

Soutenue le 16/12/2024, devant le jury suivant :

M. KACHER Mohamed	Professeur (ENSSMAL)	Président
Mme LOUANCHI Ferial	Professeur (ENSSMAL)	Directrice de thèse
M. BOULAHIDID Mostefa	Professeur (ENSSMAL)	Examineur
M. BOUDJENAH Mustapha	Maître de Recherche (A) (CNRDPA)	Examineur
M. MORTIER Laurent	Professeur (ENSTA/LOCEAN)	Examineur
Mme ILLOUL Hassina	Maître de Conférence (B) (ENSSMAL)	Invitée

*À mon très cher père qui nous a quitté,
à ma famille qui m'a toujours soutenu*

Nitracline
Phytoplankton
dinoflagellées
DCM
diatomées
Silicate
chemtax algérien
MLD Saison SOMBA
prymnesiophytes
Nitrates
bassin annuel Cycle
cryptophytes
planctonique
Communauté
chlorophylle
Méditerranée
Nutriments

Et on ne vous a donné que peu de connaissance. [Al-Isra : 85]

Nous avons fait de l'eau toute chose vivante. [Al-Anbiaa : 29]

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier pour la réalisation de ce travail ma directrice de thèse, Louanchi Ferial. Merci de votre confiance durant ce parcours, de votre aide et soutien.

Je remercie particulièrement les membres de mon jury. Merci à Kacher Mohamed d'avoir accepté de présider ce jury, merci à Boulahdid Mostefa, Mortier Laurent et Boudjenah Mustapha d'examiner ce travail. Merci à Illoul Hassina qui a accepté d'être notre invitée pour ce travail.

Je remercie par ailleurs les membres du comité de formation doctorale « Environnement Marin et Littoral – 2014 » : Mostefa Boulahdid, Ferial Louanchi, Mokhtar Guerfi, Mohamed Larid, Fouzia Houma-Bachari.

La campagne SOMBA-GE est le résultat d'une collaboration algéro-française dans le cadre du programme MerMex, promu par l'initiative I-MOOSE dans le cadre de MISTRALS. Je remercie les capitaines et les équipages du R/V Téthys II ainsi que l'équipe scientifique pour leur engagement à bord (Laurent Mortier, Mathieu Labaste, Hervé Legoff, Vincent Thaillandier, Nadira Aït-Ameur, Mohamed Zerrouki, Mehdi Keraghel, Ferial Louanchi, Redouane Boukortt, Azzouz Mekki, Benyahia Boudjellal, Yahia Bendaas, Mustapha Benhalima)

Je suis particulièrement reconnaissant au Laboratoire d'Océanographie de Villefranche (LOV) et à l'Institut Méditerranéen d'Océanographie (MIO), pour la haute qualité des mesures de pigments et de nutriments réalisées. Je remercie Joséphine RAS pour sa gentillesse et ses analyses de pigments, Patrick Raimbault et Benyahia Boudjellal pour les analyses des nutriments. Je remercie le LOV et le MIO pour leur accueil durant mes stages, merci à Laurent Coppola, Emilie et Aurélie, merci à mon tuteur au MIO Jean Michèle André qui m'a beaucoup aidé lors de mon séjour à Marseille.

Je tiens à remercier chaleureusement Simon Wright pour son aide précieuse et ses conseils sur le logiciel CHEMTAX.

Je remercie aussi les membres du laboratoire EcosysMARL et les membres de l'équipe de recherche avec qui on a passé d'inoubliables moments.

Je ne pourrai finir sans remercier ma famille et mes amis les plus proches, qui m'accompagnent bien au-delà de cette expérience. Un grand merci pour mes parents qui m'ont permis de réaliser ce travail dans les meilleures conditions. Merci à mes deux sœurs, à mon frère, à ma mère et à mon défunt père, pour leur amour et soutien inconditionnels.

Résumé

Le phytoplancton marin constitue la base du réseau trophique marin. Sa diversité, tant en termes de taille que de pigmentation, a un impact significatif sur les processus biogéochimiques, tels que l'efficacité de la photosynthèse, les interactions trophiques et les flux globaux de carbone. Jusqu'à présent, peu de choses sont connues sur la qualité et la quantité de phytoplancton dans le bassin algérien. Cette thèse analyse la distribution des communautés phytoplanctoniques dans le bassin algérien durant la fin de l'été 2014, sur la base d'une analyse HPLC/Chémotaxonomie. Le logiciel de taxonomie chimique CHEMTAX v1.95 a été utilisé pour estimer la contribution des différents groupes de phytoplancton à la chlorophylle *a* totale (TChl *a*). Les résultats ont montré que les prymnésiophytes (16 %) étaient le groupe dominant dans le nanoplancton et occupaient toute la colonne d'eau, tandis que les cryptophytes (6 %) étaient observés exclusivement dans la région occidentale du bassin. Les diatomées avaient la contribution la plus élevée à la TChl *a* (18 %), et leur émergence était liée à l'enrichissement en nutriments. Les dinoflagellés avaient une contribution de 12 % avec peu de variations dans l'ensemble du bassin. Dans les couches profondes (60-100 m) sous la nitracline, les *Prochlorococcus* prédominaient avec une contribution de 13 %. En revanche, les *Synechococcus*, représentant 11 %, occupaient les couches moins profondes (10-60 m) sous la couche de mélange (MLD), suivant l'appauvrissement des eaux en nutriments. En outre, les communautés phytoplanctoniques étaient plus diversifiées et plus abondantes dans la partie occidentale du bassin, influencée par l'enrichissement par les eaux atlantiques et la remontée d'eaux sous-jacentes, que dans la partie orientale, moins productive, où dominaient le nanoplancton et le picoplancton.

Mots-clés : Phytoplancton, Pigments phytoplanctoniques, Composition des communautés, CHEMTAX, Bassin algérien, Méditerranée occidentale, Régime de production.

Sommaire

Liste des figures.....	i
Liste des tableaux.....	v
Liste des abréviations.....	vii
Introduction.....	2
1 Synthèse bibliographique.....	7
1.1 Le phytoplancton.....	7
1.1.1 La production primaire.....	7
1.1.2 Les régimes de production primaire dans l'océan.....	8
1.1.3 Variations spatiales et saisonnières du phytoplancton.....	11
1.1.4 Classification du phytoplancton.....	12
1.1.5 Caractéristiques écologiques, biologiques et pigmentaires des classes phytoplanctoniques.....	15
1.2 La mer Méditerranée : le bassin algérien.....	19
1.2.1 Régionalisation.....	20
1.2.2 Caractéristiques biogéochimiques.....	22
1.2.3 Masses d'eau.....	23
1.3 Le phytoplancton en Méditerranée et dans le bassin algérien.....	25
1.3.1 Régimes de production.....	25
1.3.2 Classes phytoplanctoniques et leur distribution.....	30
2 Matériels et méthodes.....	36
2.1 Étude du régime de production primaire du bassin algérien.....	36
2.1.1 Régime de production primaire de surface.....	36
2.1.2 Régime de production en profondeur.....	37
2.1.2.1 Contrôle de la qualité des données.....	38
2.1.2.2 Méthode d'analyse.....	39

2.2 Campagne SOMBA-GE 2014.....	41
2.2.1 Profils continus.....	42
2.2.2 Prélèvements d'eau avec la rosette.....	43
2.2.2.1 Oxygène dissous.....	43
2.2.2.2 Sels nutritifs.....	44
2.2.2.3 Pigments.....	45
2.3 Interprétation quantitative des données de pigments chimiotaxonomiques.....	46
2.3.1 Évaluation qualitative des données : marqueurs spécifiques pour les types d'algues	47
2.3.2 Interprétation non taxonomique des données pigmentaires : Classes de taille basées sur les pigments.....	48
2.3.3 Outils mathématiques pour l'interprétation taxonomique des données pigmentaires	49
2.3.3.1 La régression linéaire multiple.....	49
2.3.3.2 Les équations simultanées inverses (ISE).....	49
2.3.3.3 Solveur Excel.....	50
2.3.3.4 Le logiciel CHEMTAX (Mackey et al., 1996).....	50
2.3.3.5 Méthode bayésienne.....	51
2.4 Méthodologie de traitement des données de pigments.....	52
2.4.1 Identification des marqueurs spécifiques présents dans le jeu de données.....	52
2.4.2 Données complémentaires utilisées.....	52
2.4.3 Analyse CHEMTAX.....	53
2.4.3.1 Principe de CHEMTAX.....	53
2.4.3.2 Hypothèses et contraintes des équations simultanées inversées et CHEMTAX	54
2.4.4 Procédure d'application de CHEMTAX.....	55

2.4.4.1	Subdivision en sous-groupes.....	55
2.4.4.2	Matrices initiales.....	56
2.5	Indices photo-pigmentaires.....	60
3	Résultats.....	63
3.1	Régime de production primaire dans le bassin algérien.....	63
3.1.1	Images satellitaires.....	63
3.1.1.1	Distribution de la chlorophylle a dans le bassin algérien et régime de production.....	63
3.1.1.2	Données <i>in situ</i>	65
3.1.1.2.1	Masses d'eaux.....	65
3.1.1.2.2	Profils annuels et saisonniers de température et de salinité.....	66
3.1.1.2.3	Profils annuels des paramètres biogéochimiques.....	68
3.1.1.2.3.1	Oxygène dissous.....	68
3.1.1.2.3.2	<i>Sels nutritifs</i>	68
3.1.1.2.3.3	Chlorophylle-a.....	68
3.1.1.3	Cycle annuel des facteurs du milieu et de la production.....	70
3.1.1.3.1	Densité.....	70
3.1.1.3.2	Nitrates.....	70
3.1.1.3.3	Chlorophylle a.....	71
3.2	Distribution du phytoplancton dans le bassin algérien (campagne SOMBA).....	75
3.2.1	Conditions hydrologiques.....	75
3.2.1.1	Distribution horizontale des paramètres physiques.....	75
3.2.1.2	Distribution verticale des paramètres physiques et biogéochimiques.....	78
3.2.1.3	La couche de mélange.....	79
3.2.1.4	Fluorescence.....	79
3.2.2	Nutriments.....	82

3.2.2.1 Distribution verticale des nutriments.....	82
3.2.2.2 Distribution spatiale des nutriments dans la couche de surface.....	83
3.2.2.3 Rapport N/P.....	85
3.2.3 Pigments et distribution du phytoplancton.....	87
3.2.3.1 Abondance des pigments phytoplanctoniques.....	87
3.2.3.2 Répartition des pigments phytoplanctoniques.....	88
3.2.3.3 Indices photo-pigmentaires.....	94
3.2.3.4 Distribution du phytoplancton.....	97
3.2.3.4.1 Distribution du phytoplancton selon les classes de taille.....	97
3.2.3.4.2 Distribution verticale du phytoplancton.....	97
4 Discussion.....	102
4.1 Régime de production primaire dans le bassin algérien.....	102
4.2 Distribution du phytoplancton dans le bassin algérien lors de la campagne SOMBA.....	104
4.2.1 Hydrologie.....	104
4.2.2 Nutriments.....	106
4.2.3 Le rapport stoechiométrique N/P.....	107
4.2.4 Contribution du phytoplancton à la TChl a.....	110
4.2.5 Distribution du phytoplancton en relation avec le milieu.....	116
Conclusion.....	123
Références bibliographiques.....	127
Annexes.....	II
Annexe 1.....	II
Annexe 2.....	IV
Annexe 3.....	V
Annexe 4.....	VII
Résumé.....	

Liste des figures

- Figure 1 :** *Évolution temporelle, de septembre 2000 à octobre 2001, des moyennes zonales (16° - 22° W) de la chlorophylle (lignes noires) et de la MLD (lignes grisées) dans la région subpolaire, la région des latitudes moyennes et la région subtropicale (Lévy et al., 2005).....11*
- Figure 2 :** *Carte de la mer Méditerranée indiquant les limites géographiques et les nomenclatures des régions (Pour la Méditerranée ouest : DF2 : Gulf of Lions, DF3 : Liguro-Provençal, DF4 : Ligurian East, DS2 : Balearic Sea, DF1 : Algero-Provençal, DS1 : Alboran Sea, DS3 : Algerian West, DS4 : Algerian East, DT1 : Tyrrhenian North, DT2 : Tyrrhenian East, DT3 : Tyrrhenian South, DI1 : Sardinia Channel, DI3 : Sicily Strait) (Manca et al., 2004).....21*
- Figure 3 :** *Régionalisations proposées pour la Méditerranée. Source : (Ayata et al., 2018). 21*
- Figure 4 :** *Carte des bassins et courants de surface de la Méditerranée (Ayata et al., 2017)...25*
- Figure 5 :** *(a) Distribution spatiale des régimes de production climatologiques de la Méditerranée. (b) Séries temporelles moyennes des régimes trophiques, les barres représentent les écart-types selon Mayot et al. (2016) et l'intervalle gris selon D'Ortenzio and Ribera d'Alcalà. (2009).....28*
- Figure 6 :** *Climatologie des profils verticaux de la concentration de chlorophylle (lignes noires) dans le bassin algérien. La zone grise indique l'intervalle du quantile 0,1 au quantile 0,9. Les nombres figurant sous les profils climatologiques indiquent le nombre de profils de données utilisés pour le calcul. Les profils normalisés de densité moyenne de l'eau sont superposés (lignes bleues), source : (Lavigne et al., 2015).....30*
- Figure 7 :** *Cycle saisonnier du phytoplancton à la station de DYFAMED pour la période 1991-1999. Les nanoflagellés (HF+BF), les diatomées (Fuco) et Prochlorococcus (DVChl a) sont représentés en tant que ratio de leurs pigments distinctifs par rapport à la Chl a totale. La concentration intégrée de Chl a totale (mg/m^2) est représentée en vert. Figure reproduite à partir de Marty et al. (2002).....33*
- Figure 8 :** *Distribution temporelle et spatiale des stations hydrologiques utilisées pour les analyses climatologiques. NB les stations récentes (à partir de 2001 ne sont pas représentées sur la distribution temporelle).....38*

Figure 9 : Régions définies pour l'étude du bassin algérien selon le schéma de circulation des eaux superficielles (Millot., 1999). (W) : région ouest, (C) : région centre, (E) : région est...	39
Figure 10 : Trajectoire de la campagne SOMBA avec les stations échantillonnées pour les pigments (points noirs) et les stations sans pigments (points rouges).....	42
Figure 11 : Climatologie mensuelle des concentrations de chlorophylle a dans le bassin algérien. Données satellitaires du capteur Modis, moyennées sur 21 ans de données (2002-2023).....	64
Figure 12 : Régime de production primaire dans le bassin algérien pour l'année 2014. Année durant laquelle la campagne SOMBA a eu lieu.....	65
Figure 13 : Diagramme température potentielle - salinité pour l'identification des masses d'eau pour la couche des 300 premiers mètres de la colonne d'eau du BA.....	66
Figure 14 : Profils verticaux moyens de température et de salinité. (A) Profils annuels de température, (B) profils saisonniers de température moyennés pour les trois régions du bassin, (C) Profils annuels de salinité, (D) profils saisonniers de salinité moyennés pour les trois régions du bassin.....	67
Figure 15 : Profils moyens annuels de : A) Oxygène dissous, B) Nitrate, C) Phosphate, D) Silicate, E) Chlorophylle a dans les trois régions définies du bassin algérien.....	69
Figure 16 : Profils moyens saisonniers de la densité dans les trois régions du bassin algérien. Les points noirs correspondent aux données, les barres aux écart-types et la bande en gris à un intervalle de confiance de 95 %.....	72
Figure 17 : Profils moyens saisonniers des nitrates dans les trois régions du bassin algérien. Les points noirs correspondent aux données, les barres aux écart-types et la bande en gris à un intervalle de confiance de 95 %.....	73
Figure 18 : Profils moyens saisonniers de la chlorophylle a (mg/m^3) dans les trois régions du bassin algérien. Les points noirs correspondent aux données, les barres aux écart-types et la bande en gris à un intervalle de confiance de 95 %.....	74
Figure 19 : Représentation spatiale de l'anomalie du niveau de la mer (A), et des trois paramètres : densité (B), température (C), et salinité (D) à 10 m et à 150 m de profondeur. .	77

Figure 20 : <i>Distribution verticale de l'anomalie de densité potentielle (A) (avec la couche de mélange en lignes rouges pointillées), de la température (B), de la salinité (C), et de la fluorescence (D), représentées sur les deux transects 1 (WE stations), et 2 (ENE stations) lors de la campagne SOMBA.....</i>	81
Figure 21 : <i>Profils verticaux des : nitrates (a), phosphates (b), silicates (c) et de l'oxygène dissous (d) dans la colonne d'eau (de 0 à 3000 m). Distribution de la concentration des sels nutritifs dans la couche de 0 à 120 m, représentée sur les deux transects 1 (WE Stations) et 2 (ENE Stations) pendant la campagne SOMBA. (e) nitrate, (f) phosphate, (g) silicate. Les lignes pointillées pour les nitrates et phosphates représentent la nitracline et phosphacline, respectivement.....</i>	84
Figure 22 : <i>Rapports N/P dans le bassin algérien : A/ l'ensemble de la colonne d'eau et le bassin, B/ les eaux intermédiaires et profondes (150 m – fond), la partie occidentale du bassin, C/ les eaux intermédiaires et profondes (150 m – fond) de la partie orientale du bassin, D/ distribution du rapport N/P dans la couche superficielle de l'ensemble du bassin, E/ schéma récapitulatif.....</i>	86
Figure 23 : <i>Concentrations moyennes intégrées (mg/m^2) (bâtonnets rouges et bleus) et concentrations maximales (mg/m^3) (points jaunes et verts) des principaux pigments dans les deux clusters 1 et 2. Noter la différence d'échelle entre la Chl a et les autres pigments.....</i>	88
Figure 24 : <i>Distribution verticale des pigments : chlorophylle a totale (A), 19'-Hexanoyloxyfucoxanthine (B), fucoxanthine (C), zéaxanthine (D), divinyl-chlorophylle a (E), exprimés en mg/m^3 avec leurs concentrations intégrées respectives (mg/m^2) sur la couche 0 – 120 m, représentée sur les deux transects WE et ENE.....</i>	92
Figure 25 : <i>Concentrations de la TChl a (mg/m^3) en fonction de la profondeur pour les stations hors sections WE et ENE, pour les parties ouest et centre du bassin. Noter la différence d'échelle. C1 et C2 représentent les clusters 1 et 2, respectivement.....</i>	93
Figure 26 : <i>Distribution verticale des indices photo-pigmentaires dans les quatre régions du BA. (A) ouest, (B) centre, (C) est, (D) nord-est. Les barres correspondent aux écart-types....</i>	96
Figure 27 : <i>Distribution verticale de la biomasse des groupes de phytoplancton (en tant que concentration de TChla dérivée de CHEMTAX en utilisant les concentrations de pigments en</i>	

fonction de la profondeur) dans les régions représentatives du BA : OUEST (cluster 1) (A), OUEST (cluster 2) (B), CENTRE (cluster 1) (C), CENTRE (cluster 2) (D), EST (E), et NORD-EST (F). Noter les différentes échelles..... 100

Figure 28 : *Régime de production primaire dans le bassin algérien déduit à partir de la climatologie d'images satellitaires (haut), et par données in situ (bas), Les points noirs correspondent aux données, les barres aux écart-types et la bande en gris à un intervalle de confiance de 95 %.....* 103

Figure 29 : *Variation des contributions des groupes de phytoplancton dérivées de CHEMTAX en utilisant les concentrations intégrées des pigments dans les régions représentatives du bassin algérien. WC1 (cluster 1 ouest), WC2 (cluster 2 ouest), CC1 (cluster 1 centre), CC2 (cluster 2 centre), E (est) et NE (nord-est).....* 113

Figure 30 : *Distribution des indices photopigmentaires (TChla : chlorophylle a totale ; TChlb : chlorophylle b totale ; TChlc : chlorophylle c totale ; PSC : caroténoïdes photosynthétiques ; PPC : caroténoïdes photoprotecteurs) dans les quatre régions du BA (A) et leurs relations avec certains groupes phytoplanctoniques (B-E).....* 115

Figure 31 : *Relation entre l'abondance des diatomées (a), de Prochlorococcus (b) et des pélagophytes (c) avec la concentration de nitrates.....* 120

Liste des tableaux

Tableau 1 : <i>Classification des classes de microalgues photosynthétiques du phytoplancton marin (le signe + indique la présence et le - l'absence à partir des différentes classes de taille) (Roy et al., 2011).....</i>	11
Tableau 2 : <i>Caractéristiques biologiques et écologiques des classes phytoplanctoniques (Roy et al., 2011).....</i>	16
Tableau 3 : <i>Synthèse des études réalisées sur les fractions de taille du phytoplancton et/ou de composition taxonomique dans différentes zones de la Méditerranée occidentale. Abréviations : SL pour couche superficielle, DCM pour maximum de chlorophylle en profondeur, DI pour profondeur intégrée, C pour carbone, Chromo. pour les nanoflagellés contenant 19'-HF et/ou 19'-BF, Cocco. pour les foroccolithophores (Siokou-Frangou et al., 2010).....</i>	32
Tableau 4 : <i>Nombre total de données utilisées pour la construction des profils climatologiques dans le bassin.....</i>	38
Tableau 5 : <i>Limites géographiques des régions définies pour l'étude du bassin algérien. Lat N : latitude nord, Lon E : longitude est.....</i>	40
Tableau 6 : <i>Nombre total de stations hydrologiques utilisées pour le calcul des profils verticaux moyens pour chaque zone du bassin pour les paramètres étudiés.....</i>	41
Tableau 7 : <i>Marqueurs spécifiques les plus reconnus pour les types d'algues dans les gammes du micro, nano et picophytoplancton. Les types sont définis selon Jeffrey et al. (2013) (ne sont présentés ici que les marqueurs rencontrés dans notre jeu de données pigmentaires).....</i>	47
Tableau 8 : <i>Matrices des rapports utilisées dans l'analyse CHEMTAX : a) rapports initiaux avant l'analyse, b) rapports optimisés après l'analyse (cluster 1), c) rapports optimisés après l'analyse (cluster 2).....</i>	59
Tableau 9 : <i>Concentrations intégrées (mg/m²) des différents pigments majeurs rencontrés dans les stations hors sections WE et ENE. Les valeurs en gras représentent les pigments majeurs au niveau des DCM.....</i>	94
Tableau 10 : <i>Proportions de la biomasse phytoplanctonique basée sur les classes de taille dans le BA. BP-Pico : proportion de la biomasse du picophytoplancton, BP-Nano :</i>	

proportion de la biomasse du nanophytoplancton, BP-Micro : proportion de la biomasse du microphytoplancton (Voir Table 1, annexe 3 pour les proportions au niveau de toutes les stations)..... 97

Tableau 11 : *Contributions (%) des différentes classes de phytoplancton à la chlorophylle a, dérivées de CHEMTAX pour la campagne SOMBA dans les deux clusters, 1 et 2, représentant respectivement les MAW et AW.....* 113

Tableau 12 : *Corrélations positives trouvées entre les nutriments et certains groupes phytoplanctoniques.....* 119

Liste des abréviations

ACP	Analyse en Composantes Principales
ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
AE	Algerian Eddies (tourbillons algériens)
Allo	Alloxanthine
AP	Accessory Pigments
AW	Atlantic Waters
BA	Bassin algérien
BATS	Bermuda Atlantic Time-series Study
But	19'-butanoyloxyfucoxanthine
C	matrice des abondances de chaque classe de phytoplancton
CA	Courant Algérien
CDM1	Central Deep Maximum 1 (premier maximum profond central)
CDM2	Central Deep Maximum 2 (deuxième maximum profond central)
CHEMTAX	Chimio-taxonomie
Chl a	Chlorophylle <i>a</i>
Chl b	Chlorophylle <i>b</i>
CNRS-INSU	Centre National de Recherche Scientifique - Institut National des Sciences de l'Univers
CTD	Conductivity Temperature Depth
Ddx	Diadinoxanthine
DP	Diagnostic Pigments
DVChl a / b	Divinyl chlorophylle a / b
EDM	Eastern Deep Maximum (maximum profond oriental)
ENE	East-North-East
F	Matrice des rapports des différents pigments pour chaque classe phytoplanctonique
FP	L'indice pigmentaire

Fuco	Fucoxanthine
Gmol	Giga mol
Hex	19'-Hexanoyloxyfucoxanthine
HPLC	High-performance liquid chromatography
ISE	Inverse Simultaneous Equations
LOV	Laboratoire d'Océanographie de Villefranche
MAW	Modified Atlantic Waters
MERMEX	Marine Ecosystems' Response in the Mediterranean Experiment Program
MIO	Mediterranean Institut of Oceanography
MISTRALS	Mediterranean Integrated STudies at Regional And Local Scales
MLD	Mixed Layer Depth
MO	Méditerranée Occidentale
MOOSE	Mediterranean ocean observing system on environment
MS	La mer Méditerranée
Neox	Néoxanthine
NetCDF	Network Common Data Format
nm	nanomètre
PB	Proportion of Biomass
Peri	Péridinine
PPC	Caroténoïdes photoprotecteurs
Pras	Prasinoxanthine
PSC	Caroténoïdes photosynthétiques
RMS	Root Mean Square
S	La matrice des données de concentrations de pigments
SBE	Sea-Bird

SE	Sardenian Eddies (tourbillons sardes)
SLA	Sea Level Anomaly
SOCIB	Balearic Islands Coastal Observing and Forecasting System
SOMBA	Système d'Observation à la Mer du le Bassin algérien
TChla	Chrolophylle <i>a</i> totale
TChlb	Total Chrolophylle <i>b</i> totale
TP	Total Pigments
Tpig	Total Pigments
UVP	Underwater Vision Profiler
Viol	Violaxanthine
WDM	Western Deep Maximum (maximum profond ouest)
WE	West-East
Zea	Zéaxanthine

Introduction

Introduction

Le phytoplancton marin constitue la base du réseau trophique des espèces marines et représente au moins un quart de la biomasse de la végétation mondiale. Il joue un rôle majeur dans les processus climatiques en modulant le cycle du carbone par les mécanismes de la photosynthèse et de la respiration (Aiken et al., 1992). Les activités photosynthétiques réduisent le dioxyde de carbone atmosphérique en éliminant un tiers du carbone anthropique libéré dans l'atmosphère (Chris et Feely, 2007). La sédimentation du phytoplancton assure l'exportation du carbone fixe vers les couches profondes de l'océan (Sabine et al., 2004).

La distribution du phytoplancton dans l'océan dépend de l'adaptation de la communauté à plusieurs facteurs environnementaux clés, notamment l'irradiance (Rodríguez et al., 2006 ; Schlüter et al., 2000), la distribution spectrale de la lumière (Wood, 1985), l'état des nutriments (Hou et al., 2007 ; Kheireddine et al., 2017 ; Staehr et al., 2004), les régimes de mélange (Brunet et al., 2003 ; Thompson et al., 2007), la température et la salinité, qui peuvent varier à l'horizontale et à la verticale. La distribution verticale des groupes de phytoplancton est déterminée par la distribution verticale de ces facteurs physico-chimiques. Par exemple, la croissance du phytoplancton peut être limitée par les nutriments dans les couches superficielles, tandis que la lumière peut être le facteur limitant dans les couches plus profondes, ce qui entraîne des compositions taxonomiques différentes dans la colonne d'eau.

Le rôle du phytoplancton dans les écosystèmes marins dépend de sa composition taxonomique et de sa taille ; les grandes cellules, comme les diatomées, s'enfoncent plus rapidement que les petites cellules et contribuent de ce fait plus activement à la séquestration du carbone. Ce critère est prédominant dans la structuration des écosystèmes pélagiques, car le phytoplancton constitue la base du réseau trophique. La taille du phytoplancton dominant influe sur la mesure dans laquelle l'énergie, le carbone et les nutriments sont mis à la disposition des réseaux trophiques ou transférés vers les couches plus profondes ou les sédiments par le biais de la production phytoplanctonique. Certaines espèces de la famille des prymnésiphytes peuvent produire de la calcite fossilisable CaCO_3 , ce qui en fait d'importants

contributeurs au flux vertical de carbone dans les océans (Broecker et Peng, 1982). L'utilisation de données sur les pigments dans les estimations quantitatives des classes de phytoplancton est devenue cruciale, car il est de plus en plus évident que chaque classe exerce un rôle unique sur les cycles biogéochimiques de l'océan (Gibb et al., 2001).

La mer Méditerranée (MS) est une région oligotrophe (Ignatiades, 2005 ; Krom et al., 1991 ; Thingstad et al., 2005) connue pour ses faibles teneurs en nutriments et en chlorophylle. Elle se caractérise par un gradient général croissant de l'oligotrophie d'ouest en est (Durrieu de Madron et al., 2011). En outre, la MS réagit rapidement aux conditions extérieures par rapport aux océans (Crispi et al., 2001) en raison de sa nature semi-fermée et de sa plus faible inertie due au temps de séjour relativement court de ses masses d'eau (Andrie et Merlivat, 1988 ; Bethoux, 1980 ; Durrieu de Madron et al., 2011). Les événements environnementaux locaux tels que le mélange des vents, les processus hydrodynamiques à mésoéchelle, les apports fluviaux (Ludwig et al., 2010) et les dépôts atmosphériques secs et humides jouent un rôle important dans la fertilisation locale de la MS (Durrieu de Madron et al., 2011).

Le bassin algérien (BA) joue un rôle important dans la circulation des eaux de la Méditerranée occidentale (MO), dans les cycles biogéochimiques des nutriments et le système du carbone. Les eaux atlantiques entrent dans la MO par le détroit de Gibraltar et circulent en méandres et tourbillons vers la côte algérienne autour de 0 °E (Millot, 1987 ; Millot et Taupier-Letage, 2005 ; Puillat et al., 2002). À ce jour, les effets de ces phénomènes complexes ont été peu étudiés dans le BA (Moutin et Prieur, 2012). Les interactions entre la biogéochimie du BA et sa dynamique de circulation et de ventilation (Tanhua et al., 2013), ainsi que ses régimes trophiques, restent largement méconnus.

La production du BA présente généralement les caractéristiques suivantes : 1/ deux saisons extrêmes de forte et faible biomasse, séparées par des transitions marquées caractérisant le domaine du large, 2/ une dynamique intense et distincte dans la zone côtière, représentant 44 % de la biomasse totale (Harid et al., 2022) et caractérisée par une saison de production plus courte et précoce dans la partie orientale du bassin par rapport à la partie occidentale (Benzouai et al., 2020). L'activité biologique associée aux pompes chimique et physique du

carbone a permis une séquestration du carbone anthropique d'environ 0,44-0,53 PgC en 2014 dans le BA (Keraghel et al., 2020). Plusieurs études ont abordé la répartition horizontale de la structure de la communauté phytoplanctonique en MS (D'Ortenzio et Ribera d'Alcalà, 2009). Néanmoins, elles se sont concentrées uniquement sur la couche supérieure et ont présenté une limitation dans le BA, étant donné que des valeurs élevées de chlorophylle a (Chl a) peuvent être retrouvées en profondeur (Pujo-Pay et al., 2011 ; Raimbault et al., 1993).

La présente étude est la première à être menée dans la partie méridionale de la MO. Contrairement à la Méditerranée nord-occidentale, peu de choses sont connues sur les régimes de production, la qualité et la quantité du phytoplancton dans le BA. En dehors de quelques tentatives d'identification des espèces de phytoplancton le long de la côte algérienne (Boudjenah et al., 2019 ; Illoul et al., 2008) et de quelques essais à grande échelle (Barlow et al., 1997 ; Garczarek et al., 2007 ; Moutin et Prieur, 2012), qui restent dispersés, le BA reste la zone la moins étudiée de la MS. Dans ce travail, nous avons utilisé deux jeux de données ; une base de données constituées d'archives d'images satellitaires (2002-2023) et des données in situ (1974-2014) couvrant tout le bassin afin de construire une climatologie pour avoir une vue synoptique sur le régime de production du BA, et pour la première fois dans cette région, les pigments comme marqueurs chimiotaxonomiques dans le but de calculer la contribution des groupes de phytoplancton à l'assemblage phytoplanctonique total. Les questions suivantes ont été abordées : Quel est le cycle annuel de la production primaire dans le BA ? Quels sont les groupes phytoplanctoniques dominants dans le BA pendant l'été 2014 ? Comment ces groupes sont-ils répartis dans le bassin ? Comment les paramètres environnementaux du BA affectent-ils la distribution du phytoplancton ?

Cette thèse comprend quatre parties, chacune abordant un aspect essentiel de notre recherche.

Dans la première partie, nous examinerons la production primaire en Méditerranée et dans le BA, en synthétisant les travaux réalisés dans cette zone concernant le phytoplancton, les régimes de production et les pigments phytoplanctoniques.

La deuxième partie se concentrera sur les méthodes, le matériel et les données utilisés dans cette thèse, fournissant ainsi une base solide pour notre analyse.

Dans la troisième partie, nous présentons les résultats obtenus au cours de notre recherche, mettant en évidence les découvertes clés.

Enfin, la quatrième partie proposera une discussion des résultats, offrant une synthèse globale de la production primaire dans le BA sous différents aspects.

Synthèse bibliographique

1 Synthèse bibliographique

Dans un premier temps, ce chapitre a pour objectif de décrire les principaux groupes phytoplanctoniques de la Méditerranée ainsi que leurs propriétés écologiques et pigmentaires. Dans un second temps, il traite des caractéristiques hydrologiques et phytoplanctoniques du BA en spécifiant son régime de production.

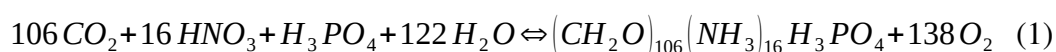
1.1 Le phytoplancton

1.1.1 La production primaire

La source majeure des composants organiques dans l'océan provient de la production primaire des végétaux marins (Falkowski, 2012) et plus particulièrement du phytoplancton. Cette production primaire est la conséquence du développement de ces organismes autotrophes suite aux processus photosynthétiques.

Le phytoplancton représente les végétaux microscopiques flottant librement dans l'océan. En raison de sa mobilité limitée, sa distribution est gouvernée par les courants océaniques. Le phytoplancton peut être divisé, selon sa taille, en microplancton, nanoplancton et picoplancton, qui ont des longueurs dans les gammes 50 – 500 µm, 10 – 50 µm et 0,5 – 10 µm, respectivement. Comme ils vivent principalement par la photosynthèse, ce sont des organismes phototrophes (autotrophes).

Le phytoplancton capte le CO₂ et les micronutriments à partir de l'eau et, en utilisant l'énergie solaire, les convertissent en composants organiques complexes. La réaction chimique de la formation des hydrates de carbone, selon les rapports de (Redfield et al., 1963) (C:N:P = 106:16:1), est la suivante :



Le phytoplancton, qui représente le premier maillon de la chaîne trophique (producteur), régule plusieurs processus climatiques, notamment en constituant le principal moteur de la pompe biologique du carbone. Via la photosynthèse, le phytoplancton piège le carbone atmosphérique pour produire de la matière organique. Ce carbone peut être piégé à court

terme, si la matière organique produite est recyclée en surface, ou à long terme si le carbone est exporté vers les couches profondes de l'océan par sédimentation. Cette fraction piégée est non négligeable et correspond à près d'un tiers du carbone anthropique libéré dans l'atmosphère (Le Quéré et al., 2015).

Le phytoplancton est connu pour réagir rapidement aux changements des conditions environnementales et est donc communément reconnu comme un excellent bioindicateur de l'impact des changements naturels et saisonniers dans les écosystèmes côtiers (Rimet et Bouchez, 2011). Les changements dans les groupes/espèces de base dominants se propagent souvent le long de la chaîne alimentaire et ont un impact sur les poissons, les mammifères marins et les oiseaux (Donnelly et al., 2007). Leur sensibilité aux changements environnementaux s'exprime généralement par des changements morphologiques et/ou comportementaux ainsi que par des différences persistantes ou saisonnières dans l'abondance et la distribution (Leterme et al., 2013).

La quantité de phytoplancton disponible pour la chaîne trophique en un lieu particulier est dite biomasse. Elle est généralement définie comme la masse de phytoplancton vivant (en mg de carbone) présent dans 1 m³ d'eau de mer. D'autre part, la production correspond au taux de production primaire, souvent défini comme la quantité de carbone inorganique fixé par photosynthèse par unité de temps par unité de volume, ou sous une surface marine (c'est-à-dire mg C/m³/heure ou gC/m²/jour). Elle représente l'accroissement de la biomasse en fonction du temps.

1.1.2 Les régimes de production primaire dans l'océan

D'une manière générale, la prolifération du phytoplancton, ou bloom phytoplanctonique, est un phénomène souvent associé aux eaux côtières des hautes latitudes et régions tempérées. En hiver, dans ces régions, bien qu'il y ait toujours une certaine croissance, celle-ci est généralement faible. Cela tient en partie à l'absence de lumière suffisante et de prédateurs, mais aussi au fait que les turbulences engendrées par l'instabilité de la colonne d'eau supérieure portent les cellules phytoplanctoniques en dessous de la zone euphotique.

Au printemps, la profondeur de la zone euphotique augmente et la couche de mélange se réduit, conséquence du développement de la thermocline saisonnière. Cette dernière tend à confiner les cellules algales au niveau de la couche euphotique enrichie en nutriments par le mélange hivernal. Si les facteurs favorisant la croissance sont également présents, les conditions sont optimales pour la prolifération du phytoplancton.

Peu de choses sont connues sur les facteurs qui provoquent les efflorescences de phytoplancton ou sur la détermination de la succession d'espèces. Les facteurs physiques sont notamment représentés par l'intensité lumineuse, la température et l'advection verticale ou horizontale, qui peut transporter les cellules phytoplanctoniques en dessous de la couche euphotique. Les micronutriments, les éléments traces et la disponibilité des substances favorisant la croissance peuvent également jouer un rôle crucial. De petits changements dans les paramètres physiques ou chimiques peuvent en effet avoir un impact significatif sur la croissance des micro-algues.

La variation interannuelle de la période du début des blooms printaniers peut-être en partie attribuée aux variations des périodes durant lesquelles la stratification stable est atteinte. Cela dépend de facteurs climatiques, comme le taux de rayonnement solaire, ainsi que des turbulences créées par les vents. En effet, la variabilité interannuelle des régimes est liée aux variabilités atmosphériques synoptiques et de basses fréquences (Lévy et al., 2005).

Selon Lévy et al. (2005), trois régimes de production ont été identifiés dans l'Atlantique Nord sur la base du cycle saisonnier de la chlorophylle de surface et de la profondeur de la couche de mélange (Mixed Layer Depth : MLD) : le régime subpolaire, subtropical et celui des moyennes latitudes (Figure 1).

Le régime des latitudes moyennes, qui s'étend entre 36 °N et 41 °N, se caractérise par un seul bloom « large » d'amplitude intermédiaire, plus faible que le bloom printanier subpolaire et plus fort que le bloom subtropical d'automne. Il commence en automne comme un bloom « d'enrichissement » avec l'approfondissement de la couche de mélange et s'intensifie au printemps comme un bloom de restratification. Il est caractérisé par le pic du bloom qui a lieu après le maximum de MLD. Ce régime est caractérisé par des MLD hivernales entre la

profondeur de la couche euphotique (Z_e) et deux fois la Z_e , et par un bloom qui évolue de l'automne au printemps (maximum MLD = 155 ± 32 m). Ce régime se caractérise également par une pompe biologique du carbone plus efficace, puisque la production est très active en hiver dans les eaux qui vont être subduquées. Il est à noter que l'exportation du carbone particulaire de la surface des océans dépend du régime de production : il est faible pour les systèmes oligotrophes où la production régénérée domine, et important pour les zones mésotrophiques où la production nouvelle est importante (Marty et al., 2002).

Le régime subpolaire, qui se rencontre au sud de 36°N , se caractérise par un bloom important printanier (bloom subpolaire du printemps) et un bloom automnal relativement faible (bloom subpolaire d'automne). En été, la production est limitée par les nutriments dans la plupart des régions, et la concentration de chlorophylle de surface est faible. Le bloom subpolaire d'automne résulte de l'enrichissement en nutriments entraînés par l'approfondissement de la couche de mélange. Ce bloom d'automne dure aussi longtemps que le phytoplancton reste dans la couche euphotique ; il prend fin en hiver, lorsque la couche de mélange devient plus profonde que la profondeur critique de Sverdrup (maximum MLD = 310 ± 51 m).

Dans le régime subtropical, qui se rencontre au nord de 41°N , le signal de chlorophylle est caractérisé par un faible bloom qui commence en automne et atteint son maximum en février. Comme pour le bloom d'automne du régime subpolaire, ce « bloom subtropical d'automne » est un bloom d'enrichissement (Michaels et al., 1996), initié par l'approfondissement de la couche de mélange (maximum MLD = 110 ± 16 m). Le pic de floraison se produit simultanément ou légèrement avant le maximum de la MLD.

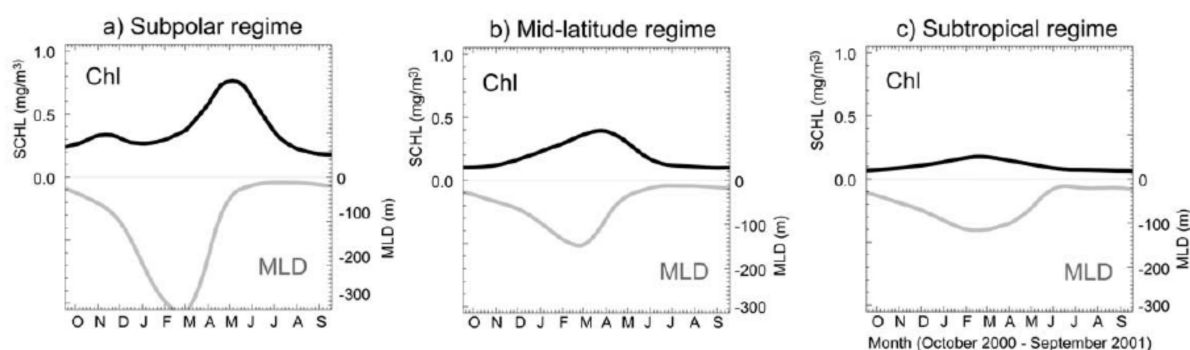


Figure 1 : Évolution temporelle, de septembre 2000 à octobre 2001, des moyennes zonales (16° - 22° W) de la chlorophylle (lignes noires) et de la MLD (lignes grisées) dans la région subpolaire, la région des latitudes moyennes et la région subtropicale (Lévy et al., 2005)

1.1.3 Variations spatiales et saisonnières du phytoplancton

Les régions de très forte productivité se situent sur les plateaux continentaux au large des marges continentales ouest (exemple : Pérou et Afrique sud-ouest), sous l'effet des remontées des eaux intermédiaires riches en nutriments. Au niveau de ces régions, la production peut être maintenue à des taux de $1,5$ à $2 \text{ g C/m}^2/\text{j}$ pendant de longues périodes.

La remontée lente d'eaux riches en nutriments combinée à l'effet des apports terrestres, très prononcés sur le plateau continental de l'Antarctique, font de l'océan Antarctique l'une des régions océaniques les plus fertiles. Cependant, la période de croissance active ne dure que 100 jours par an, au cours de laquelle la production avoisine $1 \text{ g C/m}^2/\text{j}$. Les zones de productivité modérée ($0,3 \text{ g C/m}^2/\text{j}$ pour la plupart de l'année) se situent dans les régions de l'upwelling équatorial dans l'Atlantique et le Pacifique (Bernard, 1958).

Comme initialement proposé par Redfield et al. (1963), les rapports molaires de nutriments sont des signatures à l'échelle du bassin et du fonctionnement des communautés phytoplanctoniques et de leurs structures (Egge et Jacobsen, 1997). Les changements avec le temps des rapports élémentaires observés dans les eaux profondes, comme conséquence des activités anthropiques, sont l'évidence d'un changement dans les apports de surface et du phytoplancton. En mer Noire (Humborg et al., 1997), l'augmentation des nitrates et phosphates et la diminution des silicates dans le panache du Danube ont eu pour conséquence

non seulement d'augmenter les blooms de diatomées d'un facteur de 2,5, mais aussi de faire apparaître des espèces non diatomiques d'un facteur de 6. Entre 1991 et 1999, des séries temporelles de données de phytoplancton acquises dans la mer Ligure ont fourni la première preuve des changements de communautés planctoniques avec le temps (Marty et al., 2002). Selon Lévy et al. (2005), la succession saisonnière d'espèces varie d'une année à l'autre dans l'Atlantique Nord. En Méditerranée, le passage d'un écosystème dominé par les diatomées à un écosystème non siliceux (comme cela a déjà été observé dans certaines zones côtières, avec l'augmentation des efflorescences algales et des phénomènes d'eutrophisation) pourrait avoir des conséquences importantes sur les activités de pêche et de tourisme (Béthoux et al., 2002).

En effet, les différentes espèces phytoplanctoniques ayant des exigences spécifiques, chaque masse d'eau présente une composition caractéristique en espèces, des successions et une productivité propres. Cependant, de nombreux genres communs se rencontrent dans presque toutes les régions océaniques. En raison de leur richesse en micronutriments et en matière organique, les espèces présentes dans les eaux côtières diffèrent considérablement de celles des eaux océaniques, qui ont tendance à ne pas bien se développer dans l'environnement chimique des eaux peu profondes.

Les exigences de certaines espèces peuvent faire de ces dernières des indicatrices des masses d'eau à petite ou à grande échelle. Ainsi, la diatomée néritique *Coscinodiscus* est beaucoup plus siliceuse que l'espèce océanique, *Thalassiosira antarctica* est caractéristique des eaux froides (-1,8 °C à 3,5 °C) autour de l'Antarctique ; *Thalassiosira hyalina* est limitée aux eaux froides des mers de l'Arctique. À plus petite échelle, Braarud et al. (1953) ont montré que la mer du Nord peut être divisée en 16 zones sur la base de leurs assemblages planctoniques. Ces régions sont liées aux caractéristiques océanographiques, comme les courants ou les tourbillons, ou à des régions côtières particulières.

1.1.4 Classification du phytoplancton

Il existe deux types de classification du phytoplancton : la classification selon la perspective

dite « protiste » (Adl et al., 2005) et la classification selon la perspective pigmentaire. La première classification se base sur une restructuration d'une classification de niveau supérieur des eucaryotes dans la perspective des protistes. Ils définissent le terme « protiste » comme un eucaryote ayant un niveau d'organisation unicellulaire, mais acceptent que des formes de différenciation cellulaire végétative puissent exister. La deuxième classification tient à l'importance que prennent les pigments dans la taxonomie. En effet, les algues vertes, rouges et brunes sont caractérisées par des assemblages pigmentaires bien définis (Jeffrey et al., 1997). C'est sur cette base de phylogénie des pigments qu'un certain nombre de divisions/classes d'algues ont été créées.

Depuis quelques années, l'utilisation des données pigmentaires pour étudier la distribution des populations phytoplanctoniques est désormais un moyen établi et pratique (Jeffrey et Wright, 2006). Le succès croissant de la culture des microalgues a également permis d'isoler et d'étudier beaucoup plus d'espèces, et la gamme de pigments disponibles pour caractériser les groupes d'algues s'est considérablement élargie (Zapata et al., 2004). La précision accrue des méthodes actuelles d'analyse des pigments par HPLC a par ailleurs permis d'identifier de nombreuses familles de microalgues (Airs et Llewellyn, 2006 ; Zapata et al., 2006). La classification considérée est résumée dans le Tableau 1. Ce dernier identifie 27 classes de microalgues photosynthétiques appartenant à 11 divisions, indépendamment de leurs homologues protistes hétérotrophes.

Tableau 1 : Classification des classes de microalgues photosynthétiques du phytoplancton marin (le signe + indique la présence et le - l'absence à partir des différentes classes de taille) (Roy et al., 2011)

Division algale	Classe	Nom commun	Microplancton (>20 µm)	Nanoplancton (2-20 µm)	Picoplancton (0,2-2 µm)
Procaryotes					
Division : Cyanophyta					
	Cyanophyceae				
Classe	Inclut les espèces précédemment connues comme les "prochlorophyceae"	Cyanophyte, Cyanobactéries, algues bleues, prochlorophytes	+	+	+
Eucaryotes					
Division : Glaucocystophyta					
Classe	Glaucocystophyceae	Glaucocystophyte	+	+	-
Division : Rhodophyta					
Classe	Rodophyceae*	Algues rouges	Macrophyte	+	-
Division : Heterokontophyta (ou Chromista, Chromophyta, Stramenopiles)					
Classe	Bacillariophyceae	Diatomées	+	+	-
Classe	Bolidophyceae	Bolidophyte	-	-	+
Classe	Chrysophyceae	Golden-brown algae	+	+	+
Classe	Dictyochophyceae	Silicoflagellés	+	+	***
Classe	Eustigmatophyceae	Eustigmatophyte	-	+	-
Classe	Pelagophyceae	Pelagophyte	-	+	+
Classe	Phaeothamniophyceae	Phaeothamniophyte	-	+	-
Classe	Pinguiophyceae	Pinguiophyte	+	+	-
Classe	Raphidophyceae	Raphidophyte	+	+	-
Classe	Synurophyceae	Synurophyte	+	-	-
Classe	Xanthophyceae	Xanthophyte	+	+	-
Division : Haptophyta					
Classe	Pavlovophyceae	Golden-brown algae	-	+	+
	Prymnesiophyceae	Golden-brown algae	-	+	+
	(Coccolithophyceae ¹)	(coccolithophorid)	+	+	-
Division : Cryptophyta					
Classe	Cryptophyceae	Cryptomonad	-	+	-
Division : Dinophyta					
Classe	Dinophyceae	Dinoflagellés	+	+	-
Division : Euglenophyta					
Classe	Euglenophyceae	Euglenophyte	+	+	-
Division : Chlorarachniophyta					
Classe	Chlorarachniophyceae	Chlorarachniophyte	+	-	-
Division : Chlorophyceae					
Classe	Chlorophyceae	Chlorophyte/Algues vertes	-	+	-

Division algale	Classe	Nom commun	Microplancton (>20 µm)	Nanoplancton (2-20 µm)	Picoplancton (0,2-2 µm)
Classe	Prasinophyceae	Prasinophyte	-	+	+
Classe	Trebouxiophyceae	Algues vertes Lichen	+	+	-
Division : Streptophyta					
Classe	Mesostigmatophyceae	Mesostigmatophyte	-	+	-
Division : inconnu					
Classe	Inconnu (1)	Picobiliphyte ²	-	+	+
	Inconnu (2)	Chlorophyll d-containing ³	-	+	+
		Taxa non connu			

* Inclut les macrophytes ; ** Inclut une espèce de picoplancton (Eikrem et al., 2004) ; 1 (Silva et al., 2007) ; 2 pas encore décrit officiellement (Not et al., 2007) ; 3 (Kashiyama et al., 2008)

1.1.5 Caractéristiques écologiques, biologiques et pigmentaires des classes phytoplanctoniques

Le Tableau 2 résume les zones de distribution, la taille ainsi que les pigments représentatifs des classes et genres phytoplanctoniques communément rencontrés en Méditerranée.

La composition pigmentaire des microalgues est influencée par plusieurs facteurs environnementaux tels que : l'irradiance (Rodríguez et al., 2006 ; Schlüter et al., 2000), la distribution spectrale de la lumière (Wood, 1985), l'ultraviolet (Gerber et Häder, 1994), la longueur du jour (Sakshaug et Andresen, 1986) et le cycle diurne (Tukaj et al., 2003), la disponibilité des nutriments (exemple : Hou et al., 2007 ; Stæhr et al., 2004), la concentration en fer (DiTullio et al., 2007 ; Hopkinson et al., 2007), le régime de mélange (Brunet et al., 2003 ; Thompson et al., 2007) et la phase de croissance (Henriksen et al., 2002 ; Redalje et al., 2008). Il est à noter que le contenu pigmentaire peut varier qualitativement entre les membres d'un même genre, voire entre les souches d'une même espèce (Laza-Martinez et al., 2007 ; Zapata et al., 2004). Par conséquent, les pigments associés présentés dans le Tableau 2 ne doivent être considérés que comme des compositions « typiques ».

Tableau 2 : Caractéristiques biologiques et écologiques des classes phytoplanctoniques (Roy et al., 2011)

Classe	Propriété	Explication
Cyanophyceae (Prochlorophytes)	Distribution	Présents dans les océans tropicaux et tempérés, dans les environnements aquatiques de surface qui reçoivent de la lumière dans le proche infrarouge.
	Anatomie, morphologie et organisation cellulaire	Caractérisée par quatre genres clés : <i>Prochloron</i> , <i>Prochlorothrix</i> , <i>Prochlorococcus</i> et <i>Acaryochloris</i> . Les <i>Prochlorococcus</i> : Cellules coccoïdes ou ellipsoïdes qui ont un diamètre de 0,6 à 0,8 µm et une longueur allant jusqu'à 1,6 µm.
	Pigments	CYANO-4 : typique de <i>Prochlorococcus</i> ; Chlorophylles : DV-Chl a, DV-Chl b, Mg-DVP (Chl a, b non détectés dans des conditions normales, mais Chl b détecté sous haute lumière). Caroténoïdes : β , ϵ -carotène, zéaxanthine ; Effets de l'irradiation : Les rapports DV-Chl b et zéaxanthine changent nettement avec l'irradiation.
Cyanophyceae (<i>Synechococcus</i>)	Distribution	Présent dans la plupart des habitats aquatiques (marins et d'eau douce) et terrestres tempérés et tropicaux ; fréquent dans le picoplancton, en particulier dans les environnements tropicaux et subtropicaux.
	Anatomie, morphologie et organisation cellulaire	Des cellules spécialisées (hétérocystes) fixent l'azote atmosphérique dans de nombreux genres de cyanobactéries filamenteuses.
	Pigments	CYANO-2 est présente dans les formes picoplanctoniques telles que <i>Synechococcus</i> spp ; Chlorophylles : Chl a et traces de Mg-DVP. Caroténoïdes : zéaxanthine et β , β -carotène.
Bacillariophyceae (Diatomées)	Distribution	Eaux marines et douces ; omniprésentes dans l'océan mondial ; principal groupe de phytoplancton responsable des efflorescences printanières dans les eaux tempérées ; certaines diatomées tropicales contiennent des cyanobactéries symbiotiques qui fixent l'azote dans les eaux oligotrophes ; d'autres diatomées sont endosymbiotiques dans les foraminifères et les dinoflagellés.

Classe	Propriété	Explication
Cryptophyceae	Anatomie, morphologie et organisation cellulaire	Formes unicellulaires ou coloniales (2-200 µm) avec une paroi cellulaire en silice très complexe (thèque), caractérisée par deux moitiés superposées.
	Pigments	Chlorophylles : trois types de pigments sont distingués sur la base des dérivés de Chl c : DIATOM-1 : Chl a, Chl c ₁ , Chl c ₂ , Mg-DVP (trace) ; DIATOM-2 : Chl a, Chl c ₂ , Chl c ₃ , Mg-DVP (trace) ; DIATOM-3 : Chl a, Chl c ₁ , Chl c ₂ , Chl c ₃ , Mg-DVP (trace). Caroténoïdes : les caroténoïdes standards sont la fucoxanthine, la diadinoxanthine, diatoxanthine, β,β-carotène et parfois 19'-butanoyloxyfucoxanthine.
	Distribution	Omniprésente (ubiquiste) dans les eaux douces, saumâtres et marines, ainsi que dans les sols, les eaux souterraines et la neige.
Pelagophyceae (Pelagophytes)	Anatomie, morphologie et organisation cellulaire	Unicellulaires asymétriques ovoïdes (6-20 µm).
	Pigments	Chlorophylles : Chls a et c ₂ , Mg-DVP. Caroténoïdes : alloxanthine, crocoxanthine, monadoxanthine ; présence de β,ε-carotène ; phycobiliprotéines rouges ou bleues ; deux algues vertes inhabituelles contiennent également de l'alloxanthine ; de nombreuses espèces sont hétérotrophes.
	Distribution	Abondant dans le pico- et le nanoplancton des océans du monde entier ; peut provoquer des marées brunes toxiques dans les baies littorales.
Pelagophyceae (Pelagophytes)	Anatomie, morphologie et organisation cellulaire	Formes coccoïdes : 1,5-5,0 µm Formes filamenteuses : < 20 µm
	Pigments	Chlorophylles : Chl a, c ₂ toujours présents ; Chl c ₁ , c ₃ variables. Caroténoïdes : diadinoxanthine, diatoxanthine, fucoxanthine, 19'-butanoyloxyfucoxanthine, β,β-carotène ; ε,ε-carotène, gyroxanthine diester, variable

Classe	Propriété	Explication
Prymnesiophyceae (Coccolithophyceae)	Distribution	Un composant majeur du nanoplancton ; abondant dans les océans tropicaux et subtropicaux ; certaines espèces peuvent former de vastes efflorescences.
	Anatomie, morphologie et organisation cellulaire	Caractérisée par une coquille calcaire appelée coccolithe ; mesurant généralement de 5 à 20 µm de diamètre.
	Pigments	Six types de pigments : HAPTO 3-8 ; Chlorophylles : Chl a, Mg-DVP ; distributions variables des pigments de chlorophylle c : Chl c ₃ , Chl c ₂ , Chl c ₁ , Chl c ₂ -MGDG, pigment non polaire non identifié Chl c ₁ et MV-Chl c ₃ . Caroténoïdes : HAPTO 3-8, tous contiennent de la fucoxanthine, de la diadinoxanthine, de la diatoxanthine et du β,β-carotène ; HAPTO 5, de la 4-ketofucoxanthine ; HAPTO 6, 7 et 8 : contiennent également de la 19'-butanoyloxyfucoxanthine, 19'-hexanoyloxyfucoxanthine et de la 4-keto-19'-hexanoyloxyfucoxanthine.
Dinophyceae (dinoflagellés)	Distribution	Largement répandus dans les océans tropicaux, subtropicaux, tempérés et polaires ; ils sont également largement connus dans les eaux douces terrestres ; les efflorescences de dinoflagellés se produisent principalement dans les régions côtières ; des kystes non mobiles sont formés dans le cadre du cycle de vie, ce qui favorise la survie et la dispersion.
	Anatomie, morphologie et organisation cellulaire	Généralement unicellulaire (5-2000 µm)
	Pigments	DINO-1 : dinoflagellés photosynthétiques contenant de la péricidine : Chlorophylles : Chl a, c ₂ , Mg-DVP. Caroténoïdes : péricidine, diadinoxanthine, diatoxanthine, dinoxanthine, péricidinol, P-457 (7',8'-dihydroneoxanthine-20'-al-3'-β-lactoside), pyrrhoxanthine et β,β-carotène.
Euglenophyceae (euglenophytes)	Distribution	Présent dans la plupart des habitats d'eau douce (en particulier ceux contenant de la matière organique en décomposition) ; également dans les environnements saumâtres et marins (en pleine mer, dans la zone de marée ou sur les plages).
	Anatomie, morphologie et organisation cel.	Les formes marines les plus courantes mesurent 40 à 60 µm de long (parfois jusqu'à 500 µm) et environ 10 µm de large.

Classe	Propriété	Explication
Chlorophyceae (chlorophytes)	Pigments	Chlorophylles : Chls a et b, Mg-DVP. Caroténoïdes : eutreptiellanone, diadinoxanthine, diatoxanthine, 9'-cis-néoxanthine, β,β -carotène, β,ϵ -carotène (trace)
	Distribution	Essentiellement en eau douce ; on les trouve surtout en milieu marin sous forme unicellulaire.
	Anatomie, morphologie et organisation cellulaire	10-40 μm de diamètre.
	Pigments	CHLORO-1 : Chlorophylles : Chls a, b, Mg-DVP. Caroténoïdes : lutéine, violaxanthine, néoxanthine, anthéroxanthine, β,β -carotène, β,ϵ -carotène (trace), zéaxanthine, β,Ψ -carotène (trace).
Prasinophyceae (prasinophytes)	Distribution	Répartition mondiale dans les eaux marines, estuariennes et douces ; bassins de marée.
	Anatomie, morphologie et organisation cellulaire	Cellules de 1 à 40 μm de diamètre.
	Pigments	Cinq types de pigments pour les prasinophytes, basés sur des voies de biosynthèse provisoires : PRASINO-1 contient les pigments CHLORO-1 communs ; PRASINO-2A contient les pigments PRASINO-1 plus la loroxanthine et ses esters ; PRASINO-2B contient les pigments PRASINO-1 plus la siphonaxanthine et ses esters ; PRASINO-3A contient les pigments PRASINO-1 et la prasinoxanthine ; PRASINO-3B contient les pigments PRASINO-3A plus le groupe uriolide/micromonal ; Certaines prasinophytes (par exemple, les types PRASINO-3A, 3B contiennent des quantités significatives de Mg-DVP comme pigment de récolte de la lumière).

1.2 La mer Méditerranée : le bassin algérien

La mer Méditerranée (MS) est un bassin semi-fermé caractérisé par une topographie accidentée avec un plateau continental étroit (< 200 m) et une pente continentale abrupte.

La Méditerranée occidentale et orientale communiquent via le détroit de Sicile, qui est caractérisé par une profondeur assez réduite par rapport aux deux bassins qu'il sépare, dont les profondeurs peuvent dépasser les 5000 m.

1.2.1 Régionalisation

La subdivision historique et conventionnelle de la Méditerranée en entités géographiques se basait sur les frontières géographiques, telles que les détroits, ainsi que sur les délimitations politiques.

Depuis les années 1990, plusieurs subdivisions basées sur différents critères scientifiques ont été proposées. Parmi ces critères, on trouve : les dynamiques de la concentration de chlorophylle de surface, les courants océaniques, les propriétés hydrologiques et biogéochimiques tridimensionnelles et la distribution des organismes. La subdivision la plus proche de la subdivision géographique est celle de Spalding et al. (2007), selon laquelle la mer Méditerranée représente une province du domaine « Atlantique Nord tempéré » et est subdivisée en sept régions : la mer Adriatique, la mer Égée, la mer Levantine, le plateau tunisien/le golfe de Sidra, la mer Ionienne, la Méditerranée occidentale et la mer d'Alboran. D'autre part, D'Ortenzio et Ribera d'Alcalà (2009), Palmiéri et al. (2015) et Mayot et al. (2016) se sont concentrés sur la phénologie du phytoplancton ; Nieblas et al. (2014) et Reygondeau et al. (2017) ont utilisé des moyennes climatologiques de variables biogéochimiques clés (telles que la température, la salinité, les concentrations de nutriments, etc.) ; Manca et al. (2004) (Figure 2), Berline et al. (2014), Nieblas et al. (2014) et Rossi et al. (2014) ont utilisé les propriétés hydrodynamiques des masses d'eau de surface ; Reygondeau et al. (2017) ont utilisé la composition des communautés biologiques, déduite des habitats modélisés des espèces marines dans le bassin (Figure 3).

La présente thèse se focalise sur le BA, la mer faisant face au littoral algérien. La délimitation considérée est la régionalisation géographique, précédemment citée.

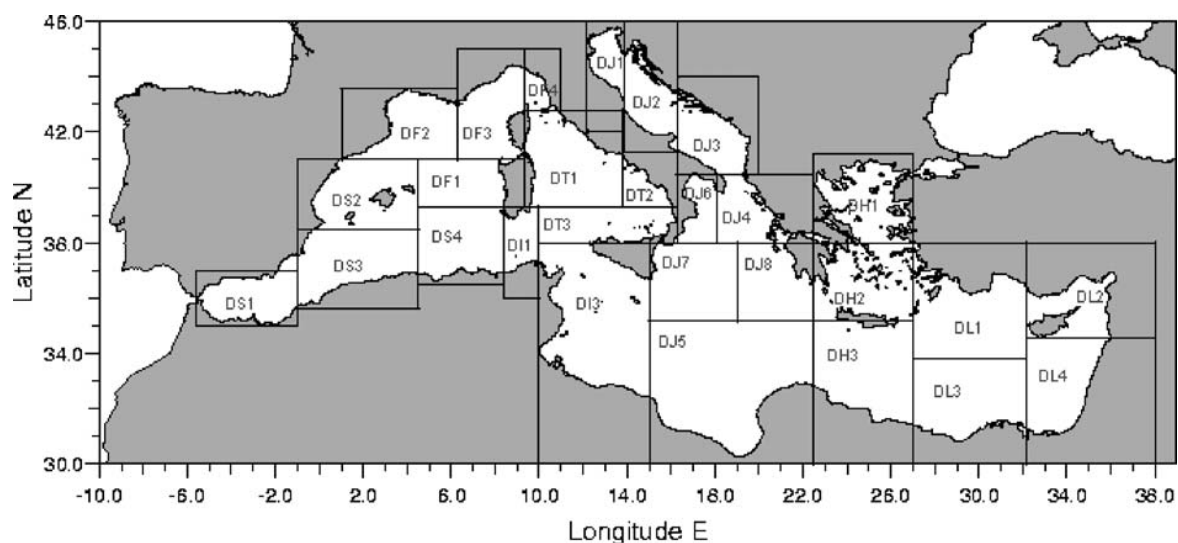


Figure 2 : Carte de la mer Méditerranée indiquant les limites géographiques et les nomenclatures des régions (Pour la Méditerranée ouest : DF2 : Gulf of Lions, DF3 : Liguro-Provençal, DF4 : Ligurian East, DS2 : Balearic Sea, DF1 : Algero-Provençal, DS1 : Alboran Sea, DS3 : Algerian West, DS4 : Algerian East, DT1 : Tyrrhenian North, DT2 : Tyrrhenian East, DT3 : Tyrrhenian South, DI1 : Sardinia Channel, DI3 : Sicily Strait) (Manca et al., 2004)

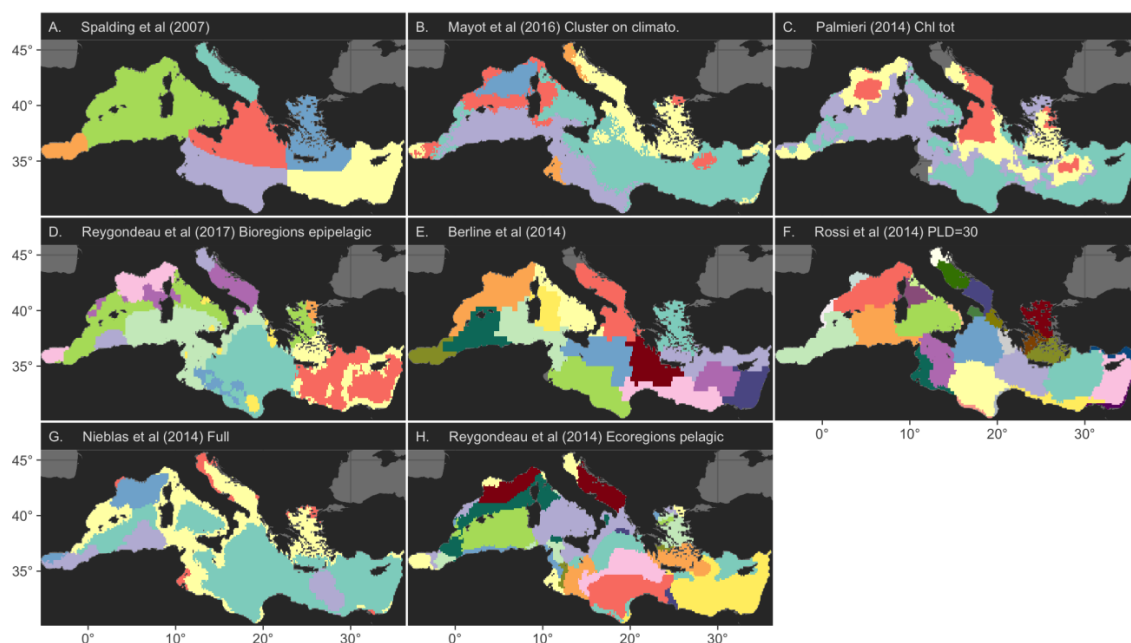


Figure 3 : Régionalisations proposées pour la Méditerranée. Source: (Ayata et al., 2018)

1.2.2 Caractéristiques biogéochimiques

La MS est connue pour sa faible teneur en nutriments (e.g., Krom et al., 1991), et elle représente l'une des régions du monde les plus limitées en sels nutritifs (Ignatiades, 2005). La MS présente une réponse rapide aux conditions extérieures par rapport aux océans (Crispi et al., 2001). Sa nature semi-fermée et le temps de résidence relativement court de ses eaux (Andrie et Merlivat, 1988 ; Bethoux, 1980) la rendent très réactive aux forçages externes, y compris aux changements climatiques (Durrieu de Madron et al., 2011).

Les événements environnementaux locaux tels que le brassage éolien, les processus hydrodynamiques à mésoéchelle, les apports fluviaux (Ludwig et al., 2010), les eaux atlantiques et les dépôts atmosphériques secs et humides jouent un rôle important dans la fertilisation locale de la MS et donc dans la production nouvelle (Durrieu de Madron et al., 2011).

La MS est une mer oligotrophe avec un gradient de nutriments croissant vers l'ouest (Pujo-Pay et al., 2011) ; ce phénomène est notamment expliqué par la circulation anti-estuarienne de ses eaux : les eaux profondes riches en nutriments sont exportées, tandis que des eaux avec de faibles concentrations de nutriments sont importées (Ibello et al., 2010 ; Ribera D'alcala et al., 2003 ; Tanhua et al., 2013). Selon Schroeder et al. (2010), l'exportation nette de nutriments de la Méditerranée vers l'Atlantique est d'environ 139 et 4,8 Gmol/an de nitrates et de phosphates, respectivement.

La MS présente de nombreuses différences par rapport à l'océan mondial, notamment un bilan azoté non équilibré et un rapport N/P important dans les eaux de subsurface (exemple : Ibello et al., 2010 ; Ribera D'alcala et al., 2003). Pendant longtemps, le phosphore a été considéré comme l'élément limitant dans la partie orientale de la MS (Krom et al., 1991 ; Thingstad et al., 1998). Des publications plus récentes ont démontré une limitation de l'azote ou une limitation de l'azote et du phosphore pour l'ensemble de l'est de la MS (Tanaka et al., 2011 ; Thingstad et al., 2005).

1.2.3 Masses d'eau

La taille, la localisation, la morphologie et le forçage externe de la Méditerranée permettent une dynamique physique riche et complexe qui comprend des caractéristiques thermohalines uniques, une circulation multicouche distinctive, des gyres topographiques et une activité à mésoéchelle et à sous-mésoéchelle importante (Siokou-Frangou et al., 2010).

En hiver, les vents du nord-ouest dominant l'ensemble du bassin, avec une rotation vers le nord-est en été, sans diminution significative du transport éolien d'ouest en est. La configuration du vent, la morphologie du bassin et la topographie du fond produisent un schéma de répartition quelque peu régulier des tourbillons et des gyres, qui sont principalement anticycloniques dans les régions méridionales et cycloniques dans les régions septentrionales (Pinardi et Masetti, 2000).

Les caractéristiques physiques de température et de salinité des eaux de la MS reflètent les structures des masses d'eau et les schémas généraux de circulation thermohaline. La Méditerranée, connue pour être un bassin d'évaporation, est caractérisée par une circulation thermohaline anti-estuarienne avec un échange actif des eaux via le détroit de Gibraltar. L'eau atlantique (AW) pénètre à la surface et les eaux méditerranéennes (MW) sortent le long du fond. En effet, les eaux de surface atlantiques (0-150 m), relativement peu salées (36,5), circulent depuis le détroit de Gibraltar en suivant un mouvement cyclonique dans le bassin (Robinson et al., 2001). Dans la couche intermédiaire (150-600 m), l'eau intermédiaire saline levantine (LIW), qui se forme régulièrement dans le bassin Levantin avec une salinité de 39,5, se déplace vers l'ouest. La couche profonde est constituée de deux cellules thermohalines internes qui font circuler, selon des gyres cycloniques, les masses d'eau denses formées par des événements convectifs dans les régions nord des deux bassins de la Méditerranée. Les eaux profondes de la Méditerranée occidentale (WMDW) se forment dans le golfe du Lion (Schott et Leaman, 1991) et les eaux profondes de la Méditerranée orientale (EMDW) proviennent du sud de la mer Adriatique (Schlitzer et al., 1991). Le forçage atmosphérique et les fortes contraintes topographiques génèrent des mouvements cycloniques et anticycloniques permanents et récurrents à l'échelle du sous-bassin, communément appelé :

« activité à mésoéchelle ».

Ces processus à mésoéchelle et à sous-mésoéchelle peuvent affecter l'activité biologique, notamment dans les régions frontales actives (nord des Baléares, Catalogne, Almeria-Oran) (exemple : Estrada, 1991 ; Zervoudaki et al., 2007), les zones de convection profonde (golfe du Lion) (exemple : Gačić et al., 2002 ; Siokou-Frangou et al., 1999), ainsi que dans les sites où la morphologie côtière et les vents intenses génèrent un fort apport de vorticité potentielle qui conduisant à la formation de filaments énergétiques (exemple : Bignami et al., 2008). Ce dernier processus peut contribuer de manière significative à la dispersion des apports côtiers et du plancton vers la haute mer.

Le BA joue un rôle important dans la circulation des eaux de la Méditerranée. Dans la partie occidentale du bassin, les eaux atlantiques pénètrent le long des côtes algériennes en créant le courant algérien, caractérisé par des méandres et des tourbillons anticycloniques (Millot, 1987 ; Millot et Taupier-Letage, 2005 ; Puillat et al., 2002). Dans sa partie orientale, les eaux intermédiaires et profondes provenant du bassin oriental pénètrent dans le bassin avec une signature de salinité et de température élevée (Malanotte-rizzoli et Hecht, 1988). Testor et al. (2005) ont montré l'existence de deux gyres cycloniques profonds dans le BA, qui contrôlent en partie la circulation des eaux atlantiques méditerranéennes (MAWs) dans la couche de surface.



Figure 4 : Carte des bassins et courants de surface de la Méditerranée (Ayata et al., 2017)

1.3 Le phytoplancton en Méditerranée et dans le bassin algérien

1.3.1 Régimes de production

La Méditerranée est classée comme un bassin oligotrophe ; sa production primaire est généralement faible et la concentration de chlorophylle dans les eaux hauturières excède rarement 2 à 3 mg/m³. Sa dynamique phytoplanctonique saisonnière suit habituellement un cycle tempéré typique des moyennes latitudes, avec une augmentation de biomasse fin automne/début printemps et de très faibles valeurs en été (exemple : Bosc et al., 2004 ; Marty et al., 2002). Les résultats des travaux cités ci-dessus suggèrent que : les épisodes de bloom sont peu observés en Méditerranée (à l'exception du bassin Liguro-provençal) ; la biomasse phytoplanctonique est très liée au forçage physique (particulièrement le vent et les structures cycloniques). Une forte productivité est notée dans la région côtière, près des embouchures des rivières.

En se basant sur la climatologie saisonnière (phénologie) du phytoplancton et sur les données satellitaires du capteur SeaWiFS de 1997 à 2007, D'Ortenzio et Ribera d'Alcalà (2009) ont réalisé une zonation des différents régimes de production du bassin méditerranéen en le

divisant en sept biorégions (clusters). Cette zonation a par la suite été améliorée par Mayot et al. (2016) en intégrant les données satellitaires des capteurs SeaWiFS et MODIS de 1998 à 2014 (Figure 5) :

- Régimes non-bloom (clusters 1, 2 et 3) : Ces trois régimes couvrent la plus grande partie de la Méditerranée, avec près de 60 % de sa superficie. Le cluster 1 se situe au sud du parallèle de 35 °N et dans le bassin Tyrrhénien ; le cluster 2 dans les bassins Égée, Adriatique et centre Ionien ; le cluster 3 couvre le BA. L'accumulation de biomasse est moins intense (en surface) et plus diffuse, et a lieu début — mi-hiver.
- Régime à blooms intermittents (cluster 4) : ce régime concerne plusieurs régions à travers la Méditerranée. Le maximum de productivité a lieu entre février et mars, avec une augmentation appréciable en octobre. Les événements de blooms montrent une variabilité interannuelle prononcée de la dynamique saisonnière.
- Régime de bloom (cluster 5) : le nord-ouest de la Méditerranée est caractérisé par d'intenses blooms qui ont lieu vers la fin de l'hiver et le début du printemps.
- Régimes côtiers (clusters 6 et 7) : Ce régime est présent dans quelques zones côtières ainsi qu'en Adriatique nord-ouest. Le maximum de productivité du cluster 6 est observé entre la fin de l'été et le début de l'automne, alors qu'il est très faible pour le cluster 7.

Quelques variations interannuelles sont observées à l'échelle régionale en relation avec les variations interannuelles des forçages des sous-bassins : la convection hivernale profonde, les instabilités des fronts, la pénétration des eaux en provenance de l'Atlantique ou de la mer Noire et les apports des rivières (Mayot et al., 2016).

Le BA représente le cluster 3 de non-bloom et se caractérise par de faibles concentrations de chlorophylle a en surface, une biomasse faible à la fin du printemps et de l'été, et un maximum à la fin de l'automne et de l'hiver. Il présente l'écart le plus élevé entre le maximum et le minimum de biomasse des régimes non-bloom (environ 3 : 1) et montre une augmentation brusque en octobre, suivie d'une diminution brusque autour de la mi-janvier.

Le cluster 3 est gouverné par la pénétration des eaux atlantiques. En considérant un temps de transit de deux à quatre mois de Gibraltar au BA (Milot, 1999), les eaux de surface en septembre-novembre devraient être sévèrement dépourvues de nutriments et de biomasse, entrant dans le bassin comme des eaux superficielles atlantiques d'été. L'augmentation abrupte de la biomasse d'octobre à décembre est soutenue par l'approfondissement progressif, mais modéré, de la couche de mélange. Selon D'Ortenzio et Ribera d'Alcalà (2009), la diminution de la biomasse n'est pas uniquement le résultat de la pompe biologique, mais résulte également de l'effet de la redistribution du carbone au sein de la chaîne trophique, avec un ratio croissant de consommateurs (brouleurs) par rapport aux producteurs primaires.

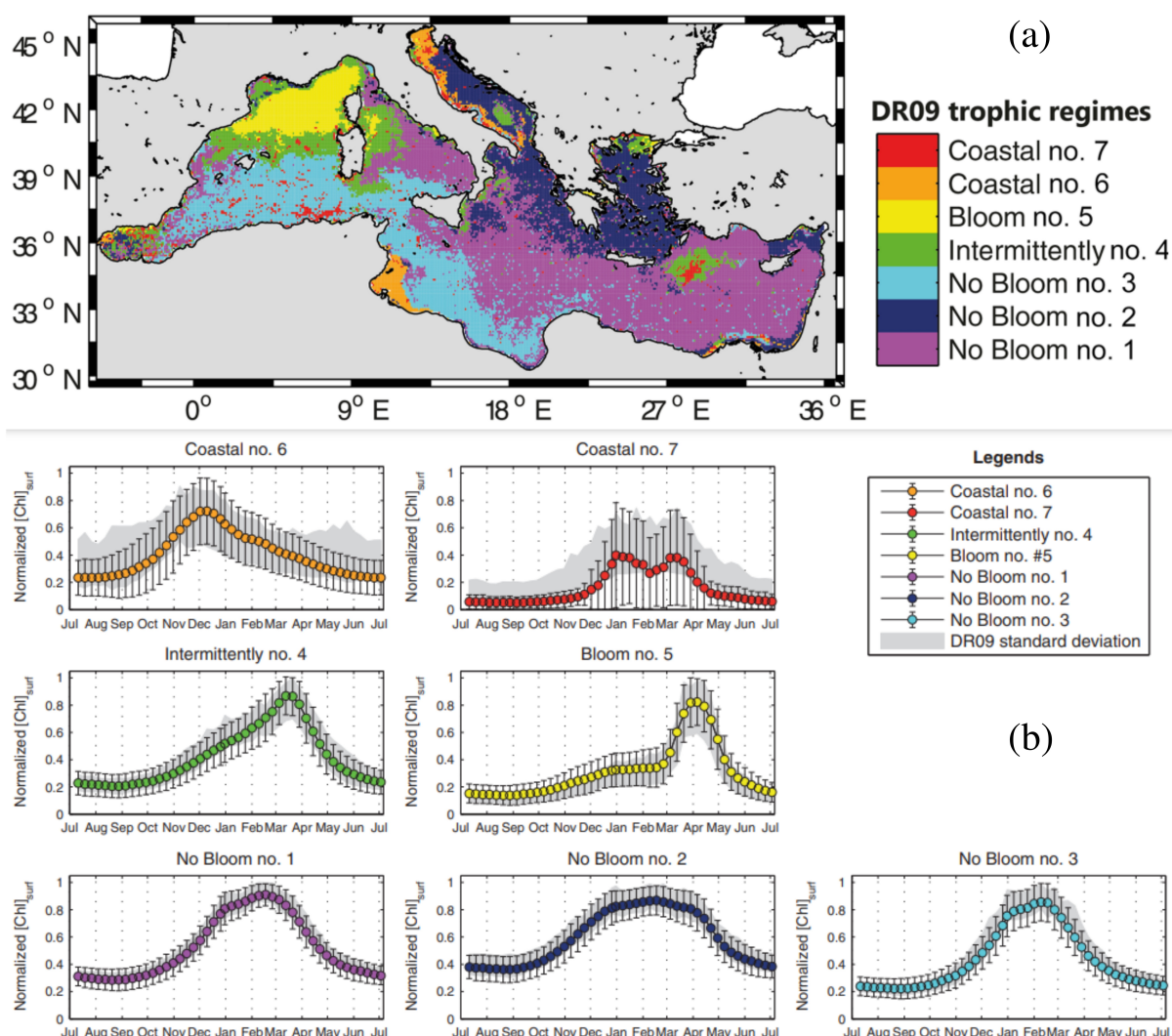


Figure 5 : (a) Distribution spatiale des régimes de production climatologiques de la Méditerranée. (b) Séries temporelles moyennes des régimes trophiques, les barres représentent les écart-types selon Mayot et al. (2016) et l'intervalle gris selon D'Ortenzio and Ribera d'Alcalà. (2009)

Il est important de noter que la biorégionalisation, citée précédemment, s'est basée sur les données satellitaires de la couleur de l'océan qui sont limitées à la profondeur de la couche optique (15-35 m en moyenne en Méditerranée). Cependant, le maximum de production en Méditerranée est souvent situé en profondeur et correspond à un DCM (Deep Chlorophyll Maximum). Ce dernier est connu pour s'approfondir d'ouest en est en suivant le gradient

d'oligotrophie de la Méditerranée, passant d'une moyenne de 30 m à l'ouest (Dolan et al., 2002), à 70 m au sud de l'Adriatique, pour atteindre plus de 100 m dans le bassin Levantin (Christaki et al., 2001).

Une climatologie des profils verticaux de la concentration de chlorophylle, réalisée par Lavigne et al. (2015) (Figure 6), montre que le BA présente une variabilité saisonnière notable : de décembre à mars, la concentration de Chl a est plus importante dans la couche superficielle, c'est-à-dire de la surface à la base de la pycnocline, tandis que la période d'avril à novembre est caractérisée par l'apparition d'un DCM, concomitant au développement de la pycnocline saisonnière près de la surface. Des valeurs de Chl a allant jusqu'à 0,5 mg/m³ sont observées à la surface du BA pendant l'hiver et au DCM durant l'été.

Cette variabilité de la DCM dépend des interactions entre les forçages externes (pénétration de la lumière, intensité du mélange vertical, distribution des nutriments) et les processus biotiques (photoacclimatation, broutage, composition du phytoplancton) (Cullen, 2015).

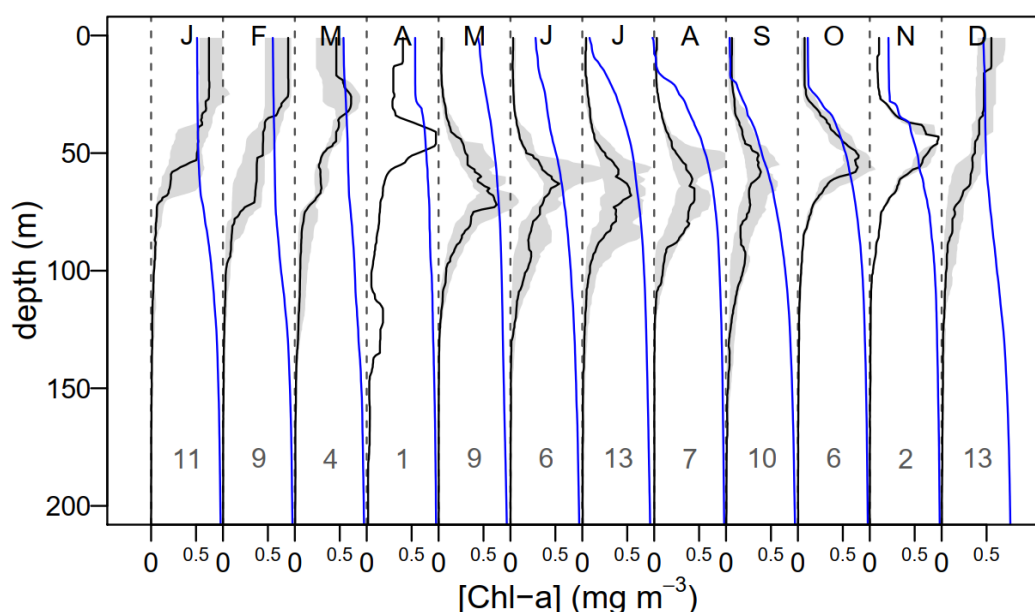


Figure 6 : Climatologie des profils verticaux de la concentration de chlorophylle (lignes noires) dans le bassin algérien. La zone grise indique l'intervalle du quantile 0,1 au quantile 0,9. Les nombres figurant sous les profils climatologiques indiquent le nombre de profils de données utilisés pour le calcul. Les profils normalisés de densité moyenne de l'eau sont superposés (lignes bleues), source : (Lavigne et al., 2015)

1.3.2 Classes phytoplanctoniques et leur distribution

Peu d'études se sont penchées sur l'étude des populations phytoplanctoniques dans le BA, notamment en raison du nombre restreint de campagnes océanographiques dans la région et/ou du manque d'échantillonnage pour ce paramètre. De plus, les études existantes sont très localisées et ne fournissent pas une vue d'ensemble de la variabilité spatio-temporelle dans le bassin.

Une synthèse des travaux réalisés sur 25 ans par Siokou-Frangou et al. (2010) montre que la Méditerranée, avec sa nature oligotrophe, est marquée par une dominance du picophytoplancton (59 % de la Chl a totale et 65 % de la production primaire). Des différences majeures entre les bassins occidentaux et orientaux ont été mises en évidence dans la composition des espèces de phytoplancton. Outre ces différences longitudinales et

latitudinales, une hétérogénéité biologique prononcée est également observée dans les zones de convection profonde, de fronts, de gyres cycloniques et anticycloniques ou de tourbillons. Dans ces zones, où la disponibilité des nutriments est plus élevée et l'activité biologique plus intense, les cyanobactéries et les picoeucaryotes coexistent souvent ou alternent avec des diatomées, des dinoflagellés et d'autres flagellés appartenant à différents groupes d'algues. La forte saisonnalité qui règne dans le bassin crée aussi des conditions optimales pour l'alternance de populations de phytoplancton dominées par différents groupes fonctionnels. Le DCM offre un ensemble différent de conditions environnementales où l'on trouve des populations distinctes de phytoplancton. Cette mosaïque très dynamique de populations qui varient dans le temps et dans l'espace (Tableau 3) contraste avec la situation d'autres mers oligotrophes, qui abritent généralement des populations phytoplanctoniques plutôt stables (Goericke, 1998 ; Venrick, 2002).

Tableau 3 : Synthèse des études réalisées sur les fractions de taille du phytoplancton et/ou de composition taxonomique dans différentes zones de la Méditerranée occidentale. Abréviations : SL pour couche superficielle, DCM pour maximum de chlorophylle en profondeur, DI pour profondeur intégrée, C pour carbone, Chromo. pour les nanoflagellés contenant 19'-HF et/ou 19'-BF, Cocco. pour les foroccolithophores (Siokou-Frangou et al., 2010)

Zone	Date et site	Prof.	Méthode	Picoplanc.	Nanoplanc.	Microplanc.	Cyanobac.	Pico-eukaryote	Flagellés	Diatomées	Ref.
Mer Alboran	Avril-mai 1991 Site 1 (front)	DCM (%size) DI (0-150m) (%groupes)	Chl a HPLC	<1µm:11 % 1-3µm:6 %	3-10µm:8%	>10µm:75 %	2 % 2 %	-	22 %	76 % (Chaetoceros, Proboscia alata, Pseudo-nitzschia, Thalassiosira, Leptocylindrus)	1
	Avril-mai 1991 Site 2 (oligotrophe)			<1µm:40 % 1-3µm:32 %	3-10µm:8%	>10µm:8,5 %	16 %	-	65 %	19 %	2
	Mai 1998 upwelling	DI (zone euphotique)	Chl a	<2µm:15,9 %	2-20µm:26,6%	>20µm:57,5 %	-	-	-	> 20 µm at DCM (Pseudo-nitzschia, Chaetoceros)	3
	Mai 1998 non-upwelling			<2µm:46,1 %	2-20µm:35,9%	>20µm:18 %					
Mer Catalane	Mai 1989 (front) St 4	DI (0-100m)	C (counts)	1-2µm:2,4 % 2-5µm:44,7 %	5-10 µm: 17,5% 10-20 µm: 9,4%	>20 µm: 5,6%	20,3%	-	Dino. (Gyrodinium, Gymnodinium)	Pseudo-nitzschia	4
	Fevrier 1990 (front) ST 8			1-2µm:2,1 % 2-5µm:20,7 %	5-10 µm : 10,1% 10-20 µm: 8%	>20 µm: 54,8%	4,2%	-		(Chaetoceros, Pseudo-nitzschia, Guinardia striata, Asterionellopsis)	
Golfe du Lion	Juin 2000	SL (4-8m)	HPLC	-	-	-	6 %	-	Prymn.: 51% Green algae: 21% Pelago.: 4% Dino.: 4%	13% (Thalassionema nitzschoides, small Chaetoceros, Pseudo-nitzschia, Rhizosolenia)	5
Mer Ligure	Mai-Juin 1985	DI (colonne d'eau)	Chl a	>10 µm: 12,2%	<3 µm: 65,7%	3-10µm: 22%	-	-	-	-	6
	Mai 1995 DYFAMED (leg1) (leg 4)	DI (0-200m)	HPLC	-	-	-	8,41% 18,3%	-	Crypto.: 11.6% Chromo.: 38.3% Green flag.: 5.3% Crypto.: 5.2% Chromo.: 31.8% Green flag.: 5.3%	29% 19,9%	7
Mer Tyrrhenienne	Juillet 2005	DI (colonne d'eau)	Chl a C (counts) (% groupes)	0,2-2 µm: 64%	2-10 µm: 17%	>10 µm: 19%	48%	-	Dino.: 28% (Ceratum, Heterocapsa niei, Prorocentrum minimum)	23% (Chaetoceros spp., Guinardia flaccida, Leptocylindrus mediterraneus, Proboscia alata)	8
	Dec 2005			0,2-2 µm: 76%	2-10 µm: 17%	>10 µm: 7%	52,9%	-	Dino: 43,8% (Prorocentrum minimum, Heterocapsa niei)	3,4% (Chaetoceros spp., Thalassiosira spp.)	
Canal de Sicile	Juillet 1997	SL (0-50m) DCM (50-80m)	HPLC	<3 µm: 80%	>3 µm: 20% #	-	75,7% 40,9%	Pelago.: 13,5% Pelago.: 33,8%	-	-	9

1(Videau et al., 1994), 2(Claustre et al., 1994), 3(Arin et al., 2002), 4(Delgado et al., 1992), 5(Latasa et al., 2005), 6(Raimbault et al., 1988), 7(Vidussi et al., 2000), 8(Decembrini et al., 2009), 9(Brunet et al., 2006), # inclus le microplancton

En ce qui concerne le cycle saisonnier, une seule station à long terme a été étudiée, « DYFAMED », dans la mer Ligure (Marty et al., 2002). À cette station, les diatomées, les nanoflagellés et les prochlorophytes apparaissent assez régulièrement au cours de l'année, devenant plus importants à la fin de l'hiver, au printemps-été et à l'automne, respectivement (Figure 7).

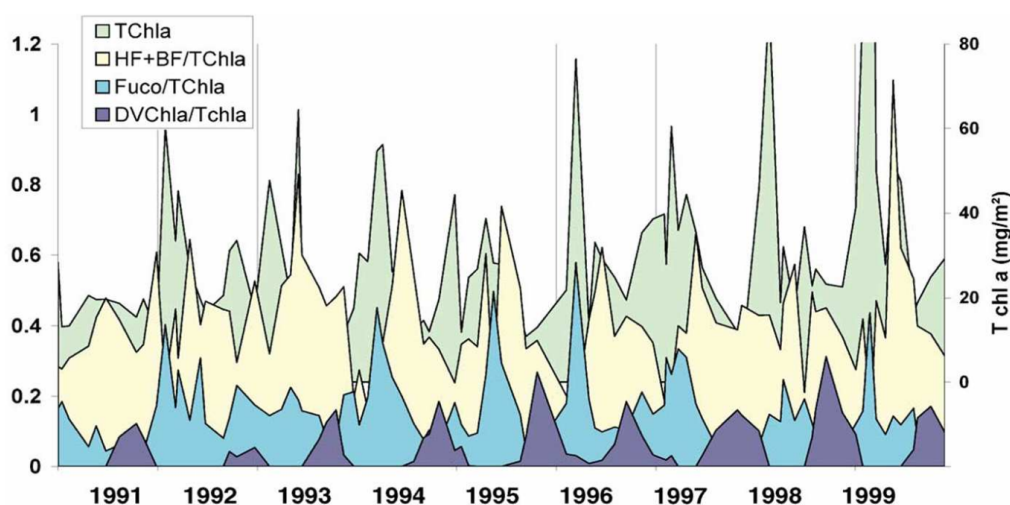


Figure 7 : Cycle saisonnier du phytoplancton à la station de DYFAMED pour la période 1991-1999. Les nanoflagellés (HF+BF), les diatomées (Fuco) et *Prochlorococcus* (DVChl a) sont représentés en tant que ratio de leurs pigments distinctifs par rapport à la Chl a totale. La concentration intégrée de Chl a totale (mg/m²) est représentée en vert. Figure reproduite à partir de Marty et al. (2002)

Les travaux réalisés sur les côtes algériennes par différents auteurs (Bucalossi, 1960 ; Illoul, 1991 ; Lalami-Taleb, 1971) ont montré que, malgré la grande disponibilité des réserves nutritives, les eaux algériennes restent relativement pauvres en phytoplancton.

Boudjenah et al. (2019) ont étudié les communautés phytoplanctoniques entre mai et juin 2013, en divisant la côte algérienne en trois zones : est, centre et ouest. Une grande diversité phytoplanctonique caractérise cette côte, avec 296 espèces identifiées, appartenant à 138 genres. Les principaux groupes identifiés, par ordre décroissant, sont les suivants : les dinoflagellés (63 % de l'abondance totale), les diatomées (35 % de l'abondance totale), les cyanophycées, les coccolithophoridés, les euglènes et les chrysophytes. Une diminution

d'ouest en est de l'abondance des diatomées a été observée, compensée par une augmentation de celle des dinoflagellés. Ceci peut être expliqué par la présence d'eaux atlantiques relativement riches en nutriments à l'ouest du BA, qui favoriseraient la croissance des diatomées dans cette partie du bassin.

Il existe une relation négative, sur les côtes algériennes, entre la richesse spécifique et la densité cellulaire ; une production élevée est associée à une faible biodiversité, en raison de la dominance d'une ou de quelques espèces qui excluent les autres taxons de l'écosystème. Il est également à noter que la richesse spécifique augmente vers l'est du BA. Des résultats similaires concernant les groupes dominants ont été observés en Méditerranée par Ignatiades et al. (2009) et sur les côtes marocaines atlantiques (Gallouli et al., 2014).

Matériel & Méthodes

2 Matériels et méthodes

Cette étude concerne l'ensemble des eaux algériennes avec ses deux parties, la mer d'Alboran et le bassin algérien. Pour plus de facilité dans la rédaction, nous avons décidé d'appeler le « bassin algérien » l'ensemble de la zone d'étude.

Ce chapitre présente les données utilisées pour la réalisation de cette thèse ainsi que les protocoles de mesures des paramètres abordés et leur méthodologie de traitement. Dans un premier temps, nous présentons les données utilisées pour étudier les régimes de production dans le bassin algérien, tant en surface qu'en profondeur. La deuxième partie concerne les données de la campagne SOMBA, utilisées pour l'étude de la distribution des peuplements phytoplanctoniques dans le bassin durant la période été-automne 2014.

2.1 Étude du régime de production primaire du bassin algérien

Dans cette étude, le régime de production primaire dans le BA a été examiné selon deux approches complémentaires. La première approche utilise l'imagerie satellitaire pour analyser le régime de surface, permettant ainsi de suivre les variations spatiales et temporelles des concentrations de chlorophylle *a*. Cette méthode offre une perspective globale sur la dynamique phytoplanctonique à l'échelle du bassin. La seconde approche se concentre sur la colonne d'eau, en particulier dans la couche euphotique, en utilisant des données *in situ* collectées lors de campagnes océanographiques dans le bassin. Cette combinaison d'outils méthodologiques permet d'obtenir une compréhension approfondie des processus de production primaire, en intégrant les observations de surface et les mesures directes effectuées dans la colonne d'eau.

2.1.1 Régime de production primaire de surface

Afin d'étudier le régime de production de surface du BA, une archive d'images satellitaires a été utilisée. Les données de climatologie mensuelles de Chl *a* ont été téléchargées à partir du site de la NASA spécialement dédié à l'étude de la couleur de la mer (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>). Ces données satellitaires de niveau 3, obtenues à l'aide du

capteur MODIS (Aqua) avec une résolution spatiale de 4 km, ont été moyennées sur une période de 21 ans (2002-2024 en fonction des mois). Les images téléchargées ont été découpées selon les limites du BA puis cartographiées avec un script développé sur R.

2.1.2 Régime de production en profondeur

L'objectif de cette partie est de déduire les régimes de production primaire et les caractéristiques de la masse d'eau superficielle dans le BA en analysant les profils climatologiques verticaux de la Chl a, de la température, de la salinité, de l'oxygène dissous, et des sels nutritifs (nitrate, phosphate, et silicate).

Cette partie est structurée comme suit : en premier, nous évaluons le contenu quantitatif des données hydrographiques mentionnées ci-dessus et le contrôle de la qualité adopté dans le cadre des pratiques de gestion des données. En deuxième lieu, nous construisons les profils climatologiques pour chaque paramètre.

De nombreux projets ont produit des quantités significatives de données hydrographiques multidisciplinaires à la fois en Méditerranée occidentale et orientale. Dans cette thèse, l'ensemble le plus complet de données historiques archivées collectées dans le cadre du projet EU/MEDAR/MEDATLAS II, ainsi que les mesures à l'échelle du bassin obtenues dans le cadre de plusieurs projets, à savoir MEDIPROD (Coste et al., 1972), POEM (Malanotte-Rizzoli et Robinson, 1989), ALMOFRONT 1 (Prieur et Sournia, 1994), PRIMO (Millot, 1995), EROS 2000 (Martin et Milliman, 1997), EU/MAST/MTP (Lipiatou et al., 1999), MTP II/ MATER (Monaco et Peruzzi, 2002), BOUM (2008), SOMBA (2014) ont été utilisées. Comme ces ensembles de données couvrent l'intervalle allant du début du siècle dernier à aujourd'hui, elles sont analysées pour calculer des profils climatologiques sur une base saisonnière et pour caractériser les eaux de surface (0 – 200 m), fournissant ainsi une base pour décrire leur variabilité spatiale. Au final, une base de données englobant les données bouteille de 136 campagnes réalisées entre 1974 et 2014 a été construite. Le nombre de données traitées est reporté sur le Tableau 4. La distribution générale des stations hydrologiques pour la température, la salinité, l'oxygène dissous, les nutriments (nitrate,

phosphate, silicate) et la Chl a dans le bassin, utilisées pour l'élaboration des profils moyens verticaux est représentée dans la Figure 8. La densité des stations hydrologiques diminue du sud au nord et d'ouest en est.

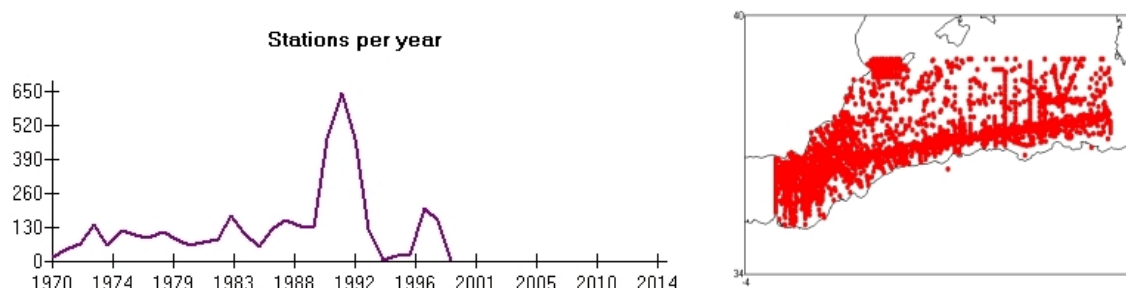


Figure 8 : Distribution temporelle et spatiale des stations hydrologiques utilisées pour les analyses climatologiques. NB les stations récentes (à partir de 2001 ne sont pas représentées sur la distribution temporelle)

Tableau 4 : Nombre total de données utilisées pour la construction des profils climatologiques dans le bassin

Température	Salinité	Oxygène	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si(OH) ₄	Chlorophylle a
14181	11546	8762	13439	11870	10401	11377

2.1.2.1 Contrôle de la qualité des données

Les données de toutes les campagnes ont été réarrangées et regroupées dans un seul fichier, puis un contrôle de qualité a été appliqué suivant les recommandations du programme Go-SHIP (Swift, 2010). La procédure était la suivante : le contrôle des formats des fichiers et la vérification des entêtes (headers), la correspondance du nom des colonnes avec les données qu'elles contiennent ainsi que les unités, le classement des données par ordre croissant de la profondeur. Une fois le contrôle terminé, les fichiers ont été reformatés dans un format unique, et des contrôles numériques ont été effectués par la comparaison des données avec les plages prescrites (par exemple, les valeurs des grandes plages) et les statistiques de référence (par exemple, les profils verticaux moyennés dans l'espace et les écarts-types). Enfin, le comportement dans la colonne d'eau et l'acceptabilité des valeurs consécutives sont vérifiés en recherchant les pics et les artefacts. Par la suite, un indicateur de qualité (quality flag) est

ajouté à chacune des valeurs numériques mesurées sur la base des campagnes WOCE (World Ocean Circulation Experiment). Le logiciel libre Ocean Data View facilite l'attribution de « flags » ainsi que la représentation des paramètres et l'élimination des valeurs aberrantes. Seules les données considérées comme « bonnes » ont été utilisées dans le cadre de la présente étude.

2.1.2.2 Méthode d'analyse

Le BA est une région très active du point de vue dynamique physique, car il est caractérisé, comme cela a déjà été présenté, par de nombreuses structures temporaires et permanentes (tourbillons, fronts, etc.). Ces structures jouent un rôle important dans la distribution des masses d'eau, et par ricochet, dans la distribution des paramètres physiques, chimiques et biologiques. Dans notre travail, la zonation du bassin a été réalisée sur la base du schéma de circulation des eaux de surface (0 – 200 m) (Millot, 1999), qui exhibe des structures typiques. Trois zones ont été définies : ouest, centre et est (Error: Reference source not found) avec les limites géographiques définies dans le Tableau 5.

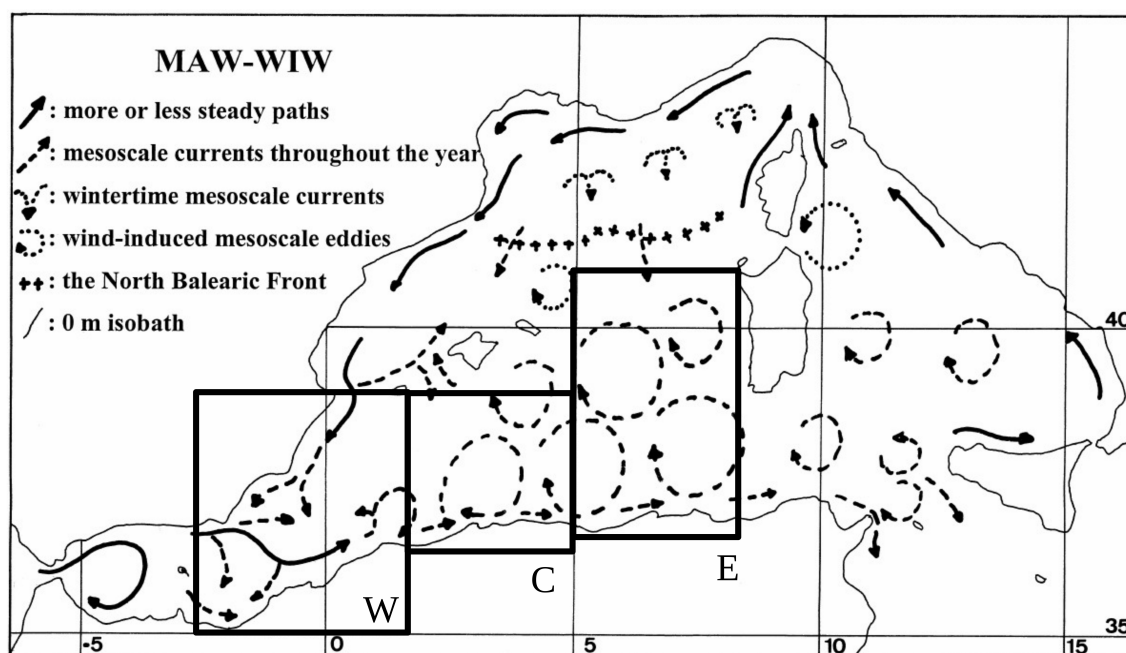


Figure 9 : Régions définies pour l'étude du bassin algérien selon le schéma de circulation des eaux superficielles (Millot., 1999). (W) : région ouest, (C) : région centre, (E) : région est

Tableau 5 : Limites géographiques des régions définies pour l'étude du bassin algérien.*Lat N : latitude nord, Lon E : longitude est*

Code	Région	Lat N (min)	Lat N (max)	Lon E (min)	Lon E (max)
W	Ouest	35	39	- 2,2	1,5
C	Centre	36,5	39	1,5	5
E	Est	37	40	5	9

Les profils verticaux des paramètres physiques et chimiques (température, salinité, oxygène dissous, concentrations de nitrate, de phosphate, de silicate et de chlorophylle a), moyennés dans l'espace et dans le temps, ont été élaborés en tenant compte des données hydrologiques dans les régions définies ci-dessus, séparément et sur des périodes saisonnières. Le Tableau 6 résume le nombre total de données disponibles dans chaque région et pour chaque paramètre considéré dans la présente étude.

Des niveaux de profondeur standards (0, 5, 10, 20, 30, 40, 50, 75, 100, 125, 150, 200) ont été définis en se basant sur les principaux niveaux standards définis dans l'Atlas Climatologique de l'Océan mondial (Levitus, 1982) et dans les protocoles MEDAR/MEDATLAS II (Maillard et al., 2001), afin d'obtenir une image plus précise de la structure de la colonne d'eau. Les mois alloués à chaque saison étaient les suivants : décembre – février pour l'hiver, mars – mai pour le printemps, juin – août pour l'été, et enfin septembre – novembre pour l'automne. Des profils verticaux saisonniers des paramètres cités plus haut ont été calculés pour la couche de 0 à 200 m. Les niveaux de profondeur observés pour chaque station ont été convertis en profondeur standard en moyennant les valeurs. La composition finale des profils climatologiques comprend les profils verticaux moyennés ainsi que les écarts-types calculés correspondants.

Tableau 6 : Nombre total de stations hydrologiques utilisées pour le calcul des profils verticaux moyens pour chaque zone du bassin pour les paramètres étudiés

Code	Région	Température	Salinité	Oxygène	NO ₃	PO ₄	Si(OH) ₄	Chlorophylle a
W	Ouest	4703	3474	3545	4844	3504	3961	4049
C	Centre	4594	4154	2839	4838	4886	4539	3702
E	Est	2308	2308	235	1371	1329	295	1691

2.2 Campagne SOMBA-GE 2014

Nous présentons dans cette partie les données utilisées pour l'étude de la distribution du phytoplancton dans le BA durant la fin de l'été 2014. Ces données ont été obtenues durant la campagne SOMBA (Système d'Observation à la Mer du Bassin Algérien), réalisée sur le R/V Téthys II (CNRS-INSU¹) du 14 août au 10 septembre 2014. La campagne s'est déroulée dans le cadre du programme MERMEX (Marine Ecosystems' Response in the Mediterranean Experiment Program), qui vise à étudier l'écosystème marin méditerranéen et à évaluer et prédire ses changements dans le contexte du réchauffement climatique et de l'augmentation de la pression anthropique. L'objectif du projet est d'établir un système d'observation du milieu marin dans le bassin algérien, connu sous le nom de SOMBA. Ce système sera coordonné avec les dispositifs d'observation déjà en place plus au nord, en Méditerranée occidentale, tels que SOCIB (Balearic Islands Coastal Observing and Forecasting System) en Espagne et MOOSE (Mediterranean ocean observing system on environment) en France. Ainsi, SOMBA constituera la composante algérienne du système intégré d'observation océanique de la Méditerranée et représentera la contribution de l'Algérie à l'effort international d'observation de la Méditerranée, notamment dans le cadre de l'initiative I-MOOSE promue par MISTRALS (Mediterranean Integrated STudies at Regional And Local Scales).

Le programme de la campagne SOMBA se décrivait par une couverture du bassin Occidental-Sud Méditerranéen suivant des transects côte-large et des parallèles au talus continental, afin

¹Centre National de Recherche Scientifique - Institut National des Sciences de l'Univers

de cartographier les deux gyres cycloniques décrivant ce bassin. Au final, 70 stations hydrologiques ont été échantillonnées (Figure 10).

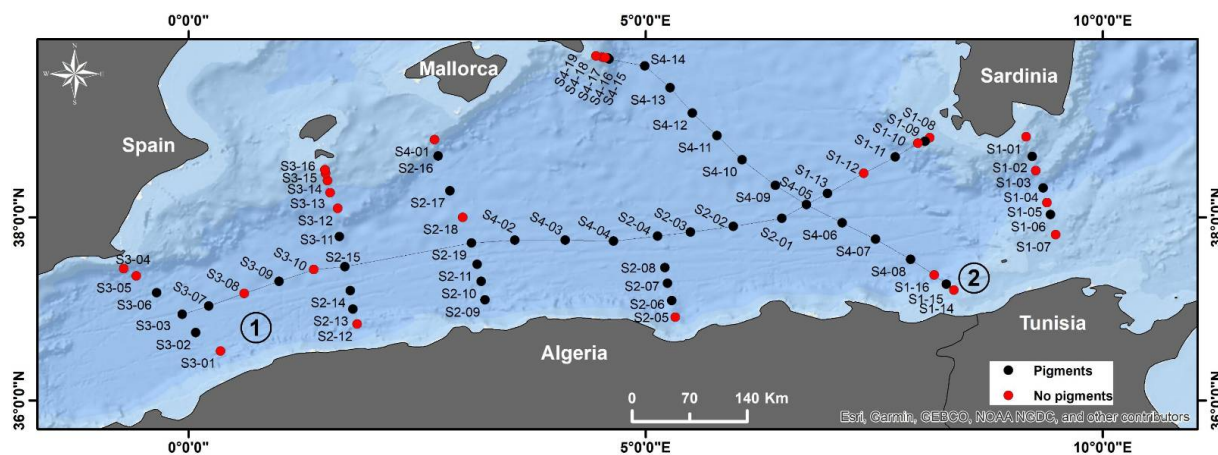


Figure 10 : Trajectoire de la campagne SOMBA avec les stations échantillonnées pour les pigments (points noirs) et les stations sans pigments (points rouges)

Au niveau de chaque station, une bathysonde a été déployée pour acquérir un profil continu sur la colonne d'eau (surface-fond) de paramètres hydrologiques, courantologiques et bio-optiques.

La bathysonde était composée d'une CTD-Rosette, un capteur d'oxygène, un fluorimètre, un transmissiomètre, un altimètre de portée 50 m, deux courantomètres ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) et un UVP (Underwater Vision Profiler). Le système permet aussi de prélever 11 échantillons d'eau de 12 L à des paliers discrets pris sur la colonne d'eau à l'aide de bouteilles Niskin.

2.2.1 Profils continus

Un profileur de Conductivité-Température-Profondeur (CTD) de type "Sea-Bird SBE 911 +" a été utilisé pour mesurer en continu les profils de température, de salinité et de profondeur au niveau de toutes les stations. La précision pour les mesures de température et de salinité était de $\pm 0,002$ °C et $\pm 0,003$, respectivement.

Les mesures continues d'oxygène dissous ont été réalisées par un capteur "Sea-Bird SBE 43". Les profils obtenus ont été ajustés à partir d'échantillons discrets analysés par la méthode Winkler. L'ajustement a été réalisé en suivant la méthode de post-correction des données d'oxygène dissous issues de la CTD, préconisée par Sea-Bird. La procédure et le résultat des ajustements sont présentés en Annexe 1.

Les profils continus de fluorescence ont été réalisés à l'aide d'un capteur de fluorescence (Chelsea Acquatracka) le long de la colonne d'eau. De même, en vue de caractériser la biomasse de manière quantitative, des corrections ont été apportées aux profils de fluorescence à partir des analyses de chlorophylle a par HPLC des échantillons discrets, suivant les recommandations de (Lavigne et al., 2012) (Annexe 2).

Concernant l'UVP, plusieurs problèmes techniques ont été rencontrés lors de la récolte des profils durant la campagne (arrêt du signal d'acquisition après quelques profils, problème de connexion avec l'instrument, caméra figée, décharge des batteries, etc.). Afin d'éviter toute mauvaise interprétation des données, l'utilisation des profils UVP a été évitée dans ce travail.

2.2.2 Prélèvements d'eau avec la rosette

Lors de la remontée de la CTD-Rosette, des paliers discrets ont été réalisés au niveau desquels des échantillons d'eau ont été prélevés, qui ont été soit analysé à bord pour leur teneur en oxygène (par la méthode Winkler), soit conservés et fixés en vue de leur analyse à terre (sels nutritifs), soit filtrés à bord pour extraction des pigments à terre (par méthode HPLC).

2.2.2.1 Oxygène dissous

Des mesures quotidiennes de l'oxygène dissous par la méthode potentiométrique de Winkler modifiée par Langdon (2010) ont servi de points d'étalonnage.

L'échantillonnage pour la mesure de l'oxygène dissous a été effectué dès la remontée des bouteilles Niskin et avant tout autre prélèvement, dans des flacons en verre borosilicaté de 180 ml à bouchon plongeant et collerette. Le remplissage des flacons a été réalisé à partir du fond à l'aide d'un tuyau en silicone en respectant toutes les précautions nécessaires pour éviter toute contamination de l'échantillon par les bulles d'air. 2 ml de réactifs ont été ajoutés dès le

remplissage du flacon (MnCl_2 et NaI-NaOH) sans contamination avec l'air. Les échantillons ont été conservés au frais et à l'abri de la lumière dans des caisses remplies d'eau pour éviter tout contact avec l'atmosphère jusqu'à leur analyse.

Les dosages ont été réalisés à bord. Un étalonnage du thiosulfate a été effectué avant chaque mesure. Des répliquats (31) ont été prélevés dans 12 stations et à différentes profondeurs. L'exercice de reproductibilité des doublons indique une précision de $1,6 \mu\text{mol/kg}$ (0,8 %).

2.2.2.2 Sels nutritifs

Des échantillons d'eau pour l'analyse des sels nutritifs ont été prélevés au niveau de toutes les stations hydrographiques. Prélevés directement à la rosette dans des flacons en polyéthylène de 20 ml, après un rinçage préalable avec l'eau de prélèvement, les échantillons ont été immédiatement empoisonnés avec $50 \mu\text{l}$ d'une solution de chlorure mercurique, puis conservés au frais jusqu'à l'analyse au laboratoire. Quarante et un échantillons de reproductibilité (41) ont été collectés dans différentes stations à différents niveaux de profondeur.

L'analyse a été réalisée au niveau du laboratoire MIO (Institut Méditerranéen d'Océanographie - France) par des procédures colorimétriques automatiques sur des chaînes « AutoAnalyseur Technicon » selon les protocoles définis par Tréguer et Le Corre (1975). La ligne de base était réglée en analysant de l'eau déionisée MilliQ Plus. Une correction de l'effet de sel a été donc appliquée aux hauteurs de pic pour le calcul des concentrations. La calibration de chaque voie d'analyse était effectuée à chaque station à l'aide de solutions standards couvrant la gamme des concentrations rencontrées pour chaque élément. La précision (et les limites de détection) des mesures de nitrite (NO_2^-), de nitrate (NO_3^-), d'orthophosphate (PO_4^{3-}) et d'acide silicique (Si(OH)_4) étaient respectivement de 2 % ($0,03 \mu\text{M}$), 3-5 % ($0,05 \mu\text{M}$), 3-5 % ($0,02 \mu\text{M}$) et 5 % ($0,05 \mu\text{M}$). Pour vérifier la justesse des valeurs des sels nutritifs obtenues, des tests qualité ont été réalisés en représentant les différents sels en fonction des paramètres physiques que sont la température et la salinité, ainsi que la profondeur, afin de déceler toute anomalie. Peu d'erreurs ont été observées et seules les données fiables ont été utilisées dans le présent travail.

2.2.2.3 Pigments

Les échantillons destinés à l'analyse des pigments ont été collectés sur environ la moitié des stations (44) selon un rythme d'une station sur deux. L'échantillonnage vertical a consisté en 6 échantillons par station : 5 paliers dans les 100 premiers mètres et un palier « sombre ». L'échantillonnage de surface a été resserré autour du maximum de chlorophylle (DCM). Les échantillons ont été filtrés sur des membranes en fibre de verre GF/F de 25 mm, puis congelés dans l'azote liquide à -80 °C jusqu'à l'analyse.

Les mesures ont été effectuées au Laboratoire d'Océanographie de Villefranche-France (LOV) selon la procédure décrite dans Ras et al. (2008). Les filtres ont été placés dans 3 ml de méthanol à 100 % pendant deux heures, interrompues par sonication à deux reprises et clarifiés par filtration (GF/F Whatman). Les mesures ont été réalisées le même jour par HPLC² (HPLC 1200). Lors de l'analyse, le volume d'injection a été réduit à 30 µL en raison de la forte concentration des extraits. Chaque extrait a été injecté en trois réplicats. La détection des caroténoïdes et des chlorophylles c et b a été réalisée à 450 nm, celle de la chlorophylle a et de ses dérivés à 676 nm et celle de la bactériochlorophylle a à 770 nm. La limite de détection pour un litre filtré (en mg/m³) est d'environ 0,0001-0,0002 pour tous les pigments mesurés. La précision et l'exactitude de l'étalonnage étaient d'environ 0,4 % et 0,3 %, respectivement.

Un contrôle de qualité a été appliqué aux données des pigments en suivant la procédure décrite par Aiken et al. (2009). Les relations entre la chlorophylle a totale (TChl a) et les pigments accessoires (AP) ont été utilisées. Les critères statistiques pour l'assurance qualité des données sur les pigments étaient les suivants :

1. La différence entre TChl a et AP doit être inférieure à 30 % de la concentration totale en pigments.
2. La régression entre TChl a et AP doit avoir une pente comprise entre 0,7 et 1,4 et doit expliquer plus de 90 % de la variance totale ($r^2 > 0,9$).

Nos données ont montré une différence entre TChl a et AP inférieure à 30 % de la

²High-performance liquid chromatography

concentration en pigments totaux (TP), et qu'il existait une régression entre TChl a et AP avec $r^2 = 0,95$ et une pente de 1,03. Cela implique la bonne qualité des mesures.

2.3 Interprétation quantitative des données de pigments chimiotaxonomiques

L'utilisation des pigments pour l'analyse chimiotaxonomique quantitative des populations de phytoplancton a débuté dans les années 1970, lorsque la chromatographie sur couche mince a révélé une grande diversité de pigments dans le phytoplancton (Jeffrey, 1974). Depuis lors, les progrès de la systématique du phytoplancton, notamment grâce à l'analyse de l'ADN (exemple : Karlson et al., 2010), ont révélé une diversité taxonomique du phytoplancton bien plus grande qu'on ne l'imaginait auparavant, tandis que les améliorations simultanées de la chromatographie ont conduit à l'identification de plus de 70 pigments dans 45 patrons pigmentaires (Jeffrey et al., 2013). Cela confère une puissance supplémentaire considérable à l'analyse des pigments, mais complique aussi considérablement leur interprétation. Relativement, peu de pigments sont aujourd'hui considérés comme des marqueurs univoques, la plupart étant répartis entre plusieurs taxons.

Il est difficile de prédire avec précision la teneur en pigments d'une population sur le terrain, même si l'on connaît les espèces présentes à cause de la variabilité du contenu pigmentaire en fonction des facteurs environnementaux et au sein des espèces (mêmes genres ou souches de la même espèce). Néanmoins, les pigments restent des marqueurs chimiotaxonomiques précieux pour les taxons d'algues, en particulier pour le pico et le nanophytoplancton, qui sont difficiles à identifier au microscope. La force de l'analyse des pigments réside dans l'identification et la cartographie des populations au sein d'un ensemble de données, qu'il s'agisse de régions dans le cadre d'une étude géographique ou d'une succession de populations dans le cadre d'une étude temporelle.

Cette partie traite de l'interprétation des données pigmentaires sur le terrain, notamment du statut des différents marqueurs pigmentaires et des outils disponibles pour leur interprétation quantitative.

2.3.1 Évaluation qualitative des données : marqueurs spécifiques pour les types d'algues

L'outil principal de l'analyse des pigments est la distribution chimiotaxonomique tabulée des pigments marqueurs (exemple : Higgins et al., 2011). Toutefois, ces tableaux sont par nature incomplets et d'une fiabilité incertaine, en raison de certains taxons non encore reconnus et de types de pigments basés sur un très petit nombre de souches dont l'applicabilité générale est inconnue. La microscopie et/ou d'autres techniques doivent être utilisées dans la mesure du possible pour étayer l'interprétation des données pigmentaires. Néanmoins, de nombreuses informations taxonomiques peuvent être déduites des données pigmentaires, bien qu'avec certaines ambiguïtés comme montré dans le Tableau 7.

Tableau 7 : Marqueurs spécifiques les plus reconnus pour les types d'algues dans les gammes du micro, nano et picophytoplancton. Les types sont définis selon Jeffrey et al. (2013) (ne sont présentés ici que les marqueurs rencontrés dans notre jeu de données pigmentaires)

Pigment (abréviation)	Groupe apparenté (abréviation)	Observation	Auteurs
Fucoxanthine (Fuco)	Diatomées	Parfois présent chez les pélagophytes	(Barlow et al., 1997; Bjørnland et Liaaen- Jensen, 1989; Stauber et Jeffrey, 1988)
Péridinine (Péri)	Dinoflagellés (Dino)	Type DINO-1	(Jeffrey et al., 2013)
19'- Hexanoyloxyfucoxanthine (Hex)	Prymnesiophytes (Prymnesio)	-	(Airs et Llewellyn, 2006; Jeffrey et Wright, 2006; Rodríguez et al., 2006)
19'- butanoyloxyfucoxanthine (But)	Pélagophytes (Pelago)	Parfois présent chez certains prymnésiphytes	(Jeffrey et al., 1997)
Prasinoxanthine (Pras)	Prasinophytes (Prasino)	Type PRASINO-3A	(Jeffrey et al., 2013)
Alloxanthine (Allo)	Cryptophytes (Crypto)	-	(Gieskes et Kraay, 1983; Jeffrey et al., 2013)

Pigment (abréviation)	Groupe apparenté (abréviation)	Observation	Auteurs
Divinyl chlorophylle <i>a, b</i> (DVChl <i>a, b</i>)	<i>Prochlorophytes</i> (Prochloro)	Type CYANO-4	(Claustre et Marty, 1995; Goericke et Repeta, 1992; Jeffrey et al., 2013)
Zeaxanthine (Zea)	<i>Synechococcus</i> (Synecho)	Présent chez les <i>prochlorophytes</i>	(Jeffrey et al., 1997; Kana et al., 1988)
Diadinoxanthine (Ddx)	-	Très répandu taxonomiquement	(Jeffrey et al., 2013)
Néoxanthine (Neox)	-	Très répandu taxonomiquement	(Jeffrey et al., 2013)
Violaxanthine (Viol)	-	Très répandu taxonomiquement	(Jeffrey et al., 2013)

2.3.2 Interprétation non taxonomique des données pigmentaires : Classes de taille basées sur les pigments

Avant d'aborder les méthodes d'interprétation taxonomique, une approche alternative sera décrite : la classification par taille basée sur les pigments.

L'indice pigmentaire (FP) a été introduit comme un indice du statut trophique, basé sur sept pigments diagnostiques (DP) : Fuco, Péri, Hex, But, Zea, TChl *b* (Chl *b* + DVChl *b*) et Allo (Claustre, 1994), où :

$$F_p = (Fuco + Péri) / \sum DP \dots (2)$$

Ce rapport est basé sur le fait que les diatomées et les dinoflagellés prospèrent généralement dans les régions de nouvelle production, tandis que d'autres taxons sont plus caractéristiques des communautés de recyclage (production régénérée), et sur une répartition taxonomique approximative des pigments : Fuco (diatomées), Péri (dinoflagellés), Hex et But (prymnésiphytes et chrysophytes), Zea (cyanobactéries), TChl *b* (chlorophytes et prochlorophytes) et Allo (cryptophytes).

L'indice FP a été réinterprété comme la proportion de microplancton par Vidussi et al. (2001), qui ont introduit des catégories similaires pour le nanoplancton et le picoplancton. Ils se sont basés sur l'idée que le phytoplancton de petite taille est généralement associé aux eaux

oligotrophes dépourvues de nutriments, tandis que le phytoplancton de grande taille prédomine dans les eaux riches en nutriments et productives. Ainsi, la proportion de biomasse (PB) associée à chaque classe de taille est définie comme suit :

$$PB_{pico} = (Zea + TChl b) / DP \dots (3)$$

$$PB_{nano} = (Allo + He x + But) / DP \dots (4)$$

$$PB_{micro} = (Fuco + Peri) / DP \dots (5)$$

Où les indices *pico*, *nano* et *micro* se réfèrent à la classification par taille de Sieburth et al. (1978) : picophytoplancton (< 2 µm), nanophytoplancton (2 – 20 µm), et microphytoplancton (20 – 200 µm). Les auteurs reconnaissent qu'il s'agit de classes de taille quasi totales, impliquant de nombreuses hypothèses concernant l'appartenance taxonomique des pigments et de la distribution de la taille des taxons de phytoplancton.

2.3.3 Outils mathématiques pour l'interprétation taxonomique des données pigmentaires

Il existe cinq méthodes pour déterminer la composition quantitative de populations complexes de phytoplancton à partir de données chimiotauxonomiques de pigments, avec des rapports pigment marqueur:Chl a imprévisibles, résumées ci-dessous.

2.3.3.1 La régression linéaire multiple

Cette méthode, qui a été utilisée pour établir la relation entre les marqueurs pigmentaires spécifiques et la Chl a (Gieskes et Kraay, 1983), reste largement employée. Bien qu'elle soit statistiquement valide, elle ne parvient pas à distinguer efficacement la majorité des marqueurs partagés entre plusieurs taxons. Elle demeure toutefois un outil précieux pour une première exploration des données sur les pigments ou pour interpréter de très grands ensembles de données, notamment en lien avec la télédétection (par exemple, Uitz et al., 2006).

2.3.3.2 Les équations simultanées inverses (ISE)

Cette méthode aborde le problème des marqueurs partagés en calculant la contribution de chaque taxon à la Chl a totale à partir des concentrations de pigments marqueurs, tout en soustrayant les contributions à ces pigments marqueurs par d'autres groupes (Bidigare et Ondrusek, 1996 ; Everitt et al., 1990 ; Letelier et al., 1993 ; Vidussi et al., 2000). Par exemple, Letelier et al. (1993) ont calculé la contribution des cyanobactéries à la Chl a de la manière suivante :

$$[Chl a]_{cyano} = 2,1 \left([Zea] - 0,07 \left([Chl b] - 2,5 [Pras] \right) \right) \dots (6)$$

Cela supposait un rapport Chl a:Zea de 2,1 dans les cyanobactéries, mais il fallait corriger la concentration de zéaxanthine pour les contributions des chlorophytes et des prasinophytes à l'aide de la seconde moitié de l'équation. Des équations similaires sont nécessaires pour chacun des principaux groupes d'algues qui partagent des pigments marqueurs communs. Les différents rapports ont été modifiés par des méthodes inverses afin d'optimiser la Chl a totale. Bien que cette approche soit mathématiquement solide, elle est très fastidieuse, car un nouvel ensemble d'équations doit être développé pour chaque nouvelle population rencontrée.

2.3.3.3 Solveur Excel

Le module « Solveur » de Microsoft Excel fournit un outil simple pour optimiser les rapports pigment:Chl a en construisant des équations simultanées, comme décrit précédemment. Il a été utilisé en préliminaire aux calculs CHEMTAX (Not et al., 2008).

2.3.3.4 Le logiciel CHEMTAX (Mackey et al., 1996)

Il est similaire en principe à la méthode ISE dans le sens où les contributions des taxons d'algues sont calculées à l'aide de rapports supposés « de meilleure qualité » qui sont ensuite modifiés par le logiciel. Plutôt que de construire des ensembles d'équations, l'opérateur construit une matrice de rapports pigment:Chl a pour chaque type d'algue prévu dans l'ensemble d'échantillons, afin de calculer la teneur totale en Chl a de chaque échantillon. CHEMTAX ajuste ensuite itérativement chacun de ces rapports pour minimiser la différence entre les concentrations de Chl a observées et calculées dans l'ensemble des données.

Le grand avantage de CHEMTAX par rapport à ISE est la facilité avec laquelle la composition taxonomique des populations peut être développée et modifiée (en ajoutant ou en soustrayant simplement une ligne de la matrice), contrairement à ISE où chaque équation peut nécessiter des modifications. En outre, les pigments individuels peuvent être activés ou désactivés avant chaque analyse sans modifier la matrice elle-même, ce qui permet à l'opérateur de tester plusieurs scénarios lors de l'exploration des données. Depuis le développement de CHEMTAX, l'augmentation de la puissance de calcul permet désormais de tester plusieurs scénarios, d'entreprendre de multiples matrices de départ randomisées (par exemple, 50 essais, Wright et al., 2009) et de calculer les écarts types des estimations.

2.3.3.5 Méthode bayésienne

Un nouvel estimateur, appelé estimateur compositionnel bayésien (BCE), basé sur l'inférence bayésienne, a été récemment introduit dans la plateforme logicielle R (Van den Meersche et al., 2008). À la différence de CHEMTAX, qui utilise une distribution aléatoire dans des limites pour les rapports d'entrée, le BCE suppose une distribution de probabilité pour ces rapports. Il s'appuie sur un algorithme de Monté Carlo à chaîne de Markov pour générer une distribution de probabilité complète des résultats, ce qui permet d'obtenir des moyennes, des intervalles de confiance et d'autres statistiques. Ce processus rend le BCE plus robuste sur le plan statistique que CHEMTAX, qui calcule les écarts types à partir de plusieurs essais. De plus, le BCE offre la possibilité d'intégrer d'autres ensembles de données, comme ceux obtenus par microscopie, qui ne sont pas pris en compte par les versions actuelles de CHEMTAX.

Le BCE est exigeant en termes de calcul, nécessitant 10^5 à 10^6 itérations pour chaque exécution du modèle, et convient mieux aux petits ensembles de données, voire un seul échantillon. L'ensemble de données de 40 échantillons de l'océan Austral utilisé pour comparer BCE à CHEMTAX a été considéré comme énorme et les auteurs ont conseillé de n'utiliser que quelques échantillons par exécution. Néanmoins, le BCE a obtenu des résultats très similaires à ceux de CHEMTAX sur les mêmes données, ce qui est encourageant pour les deux techniques.

L'utilisation de CHEMTAX a été choisie pour cette étude, car elle est la plus adaptée aux données disponibles. De plus, cette méthode présente de nombreux avantages par rapport aux autres approches. Grâce à ces atouts, CHEMTAX constitue un choix judicieux pour réaliser une analyse approfondie et fiable des communautés phytoplanctoniques dans le cadre de cette recherche.

2.4 Méthodologie de traitement des données de pigments

Étant donné que l'analyse des données relatives aux pigments peut être complexe, une stratégie a été mise en place pour simplifier ce processus. Les étapes de cette stratégie sont présentées ci-dessous.

2.4.1 Identification des marqueurs spécifiques présents dans le jeu de données

Au total, 22 pigments phytoplanctoniques ont été identifiés lors de la campagne SOMBA. L'examen du jeu de données des pigments a mis en évidence la présence de plusieurs marqueurs spécifiques, dont certains (08) sont limités à des taxons particuliers et constituent des marqueurs relativement univoques pour ces derniers (se référer au Tableau 7).

2.4.2 Données complémentaires utilisées

a) Données microscopiques

L'analyse chimiotaxonomique des données pigmentaires nécessite de connaître au préalable les espèces présentes dans la zone d'étude (estimation qualitative). Une synthèse des travaux antérieurs dans le BA a été réalisée (section 1.3.2), et une liste exhaustive de dix classes/genres a été retenue : les *Synechococcus*, les *Prochlorococcus*, les diatomées, les pélagophytes, les prymnesiophytes, les cryptophytes, les dinoflagellés, les euglenophytes, les chlorophytes et les prasinophytes.

b) Données environnementales

Comme souligné plus haut, plusieurs paramètres hydrologiques ont été mesurés en parallèle des pigments lors de la campagne SOMBA. Une description détaillée de la distribution des

paramètres « température, salinité, nutriments, couche de mélange³, et masses d'eau » dans le BA a été réalisée en réponse aux exigences méthodologiques de l'analyse des pigments.

c) Données satellitaires

Pour les observations satellitaires de la mer Méditerranée, le Conseil national italien de la recherche (CNR - Rome, Italie) fournit des ensembles de données biogéochimiques pluriannuelles à l'échelle régionale. Selon la disponibilité, des images satellitaires⁴ Modis niveau 3 de la concentration en chlorophylle a ont été téléchargées et exploitées afin d'examiner la distribution de la chlorophylle de surface et la dynamique des masses d'eau à l'échelle du bassin durant la campagne.

L'adoption de cette stratégie a facilité le travail de l'analyse des données et a contribué à prendre des décisions méthodologiques pour la suite de notre étude, notamment concernant l'utilisation de la méthode CHEMTAX.

2.4.3 Analyse CHEMTAX

2.4.3.1 Principe de CHEMTAX

Dans cette thèse, le logiciel de chimiotaxonomie CHEMTAX v1.95 (Mackey et al., 1996) a été utilisé. L'objectif de la méthode CHEMTAX est d'estimer la contribution des différentes classes de phytoplancton aux concentrations de pigments dans divers échantillons d'eau.

Il s'agit d'un problème d'analyse factorielle dans lequel la matrice de données (S) des concentrations de pigments dans un ensemble d'échantillons doit être factorisée en matrices (F), donnant les rapports des différents pigments pour chaque classe de phytoplancton, et (C), donnant les abondances de chaque classe de phytoplancton dans chaque échantillon. Afin d'obtenir une factorisation physiquement significative de (S), une première estimation de

3 La MLD a été déterminée en se basant sur un critère de $\Delta T = 0,2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ et un critère de $\Delta \sigma = 0,03 \text{ kg m}^{-3}$ (de Boyer Montégut et al., 2004).

4 Images satellitaires Modis L3 avec la concentration en chlorophylle du phytoplancton évaluée par des algorithmes spécifiques à la région (eaux du cas 1) : (Volpe et al., 2019), avec de nouveaux coefficients ; eaux du cas 2, (Berthon et Zibordi, 2004).

(F), (F_0), est faite à partir des valeurs de la littérature pour les concentrations de pigments dans diverses espèces. Les estimations $\hat{C}$ et $\hat{F}$ pour C et F sont ensuite déterminées de telle sorte que $\hat{F}$ soit le plus proche possible de F_0 , sous réserve de contraintes relatives à la positivité et à la normalisation de $\hat{C}$ et $\hat{F}$. L'estimation initiale de la matrice d'abondance des classes de phytoplancton, $\hat{C}_0$, est calculée en résolvant l'équation des moindres carrés surdéterminée suivante selon la méthode de (Lawson et Hanson, 1974) :

$$\varepsilon_0 = \|S - \hat{C}_0 F_0\| \dots (7)$$

Un algorithme de « descente de gradient » est utilisé pour une meilleure factorisation de (S). Chaque élément non nul $f(i, j)$ de (F_0) est modifié par un facteur spécifié (typiquement 20 %) et $\hat{C}$ et ε sont recalculés à chaque fois. La variation entraînant la plus forte diminution de ε est retenue, donnant une nouvelle matrice de rapport, F_1 . Chaque élément de F_1 est ensuite modifié à son tour, en retenant la variation entraînant la plus forte diminution de ε , et ainsi de suite. Ainsi, une série de matrices $F_0, F_1, F_2, \dots$, avec les $\hat{C}_0, \hat{C}_1, \hat{C}_2, \dots$ correspondantes sont déterminées. Il en résulte une diminution monotone du résidu RMS (différence entre Chl a observée et calculée) jusqu'à ce qu'un minimum soit atteint. Cette série est déterminée jusqu'à ce que les itérations suivantes entraînent un changement insignifiant de la valeur de RMS. Les matrices F et C obtenues à la fin des itérations sont, respectivement, les estimations finales des ratios de pigments au sein des classes et des abondances des classes au sein des échantillons.

2.4.3.2 Hypothèses et contraintes des équations simultanées inversées et CHEMTAX

Afin d'obtenir un résultat significatif sur les plans physiologique et écologique, certaines hypothèses et contraintes doivent être prises en compte.

- (1) La contrainte de positivité : les abondances (matrice C) et les rapports pigmentaires (matrice F) doivent être supérieurs ou égaux à 0.
- (2) La contrainte de normalisation concerne les données de pigments (matrice S) et les rapports pigmentaires (matrice F) dans CHEMTAX. Elles sont normalisées de manière que la somme des contributions spécifiques à chaque taxon en Chl a corresponde

toujours à la Chl *a* observée dans l'échantillon. Le programme a été conçu pour effectuer cette normalisation automatiquement, ce qui laisse à l'utilisateur la liberté d'entrer les rapports de pigments sous n'importe quelle forme pratique.

- (3) Espace des solutions : comme les rapports pigmentaires sont automatiquement variés dans la méthode CHEMTAX, ils peuvent s'aventurer en dehors des valeurs physiologiques et écologiques réalistes des pigments s'ils ne sont pas cadrés (Goericke et Montoya, 1998). Il est donc nécessaire de définir un domaine de valeurs significatives dans lequel ces rapports vont évoluer (dans notre cas, cet espace est représenté par la matrice des limites des rapports).
- (4) Les rapports pigmentaires sont constants dans tous les échantillons de l'ensemble de données. Cette hypothèse de base de toutes les techniques mathématiques utilisées est rarement vérifiée en raison des effets variables de la lumière (et donc de la profondeur), des nutriments et d'autres facteurs sur les rapports pigmentaires. En pratique, il est possible de satisfaire cette exigence en subdivisant l'ensemble des données à l'aide de l'analyse en clusters et/ou par regroupement en fonction de la profondeur, à condition que le nombre d'échantillons soit suffisant.
- (5) Des rapports pigmentaires initiaux réalistes sont essentiels. Comme CHEMTAX optimise les ratios en fonction des contraintes définies, la recherche est d'autant plus rapide et fiable que les ratios de départ sont proches des valeurs finales attendues.

2.4.4 Procédure d'application de CHEMTAX

2.4.4.1 Subdivision en sous-groupes

Dans la procédure CHEMTAX, pour satisfaire à l'hypothèse (4), des sous-groupes cohérents doivent être définis avec des conditions environnementales aussi proches que possible (lumière, nutriments, stratification ou régime de mélange, propriétés des masses d'eaux, etc.) afin d'assurer la constance des ratios de pigments dans tous les échantillons d'un groupe de données. De tels groupes peuvent être définis soit par une analyse de cluster en fonction des propriétés des masses d'eaux (Lohrenz et al., 2007), soit en fonction de la profondeur (dans ce

cas, si le nombre d'échantillons le permet, il est préférable de diviser le jeu de données en strates de profondeurs). Le nombre minimal d'échantillons par sous-groupe est généralement de 5 à 10 (Mackey et al., 1997).

Le jeu de données utilisé dans notre étude comporte un nombre considérable d'échantillons, collectés dans des conditions environnementales particulières. Quarante-quatre (44) stations ont été échantillonnées pour l'analyse des pigments dans les cent premiers mètres de la colonne d'eau. Cette couche superficielle du BA est caractérisée par la présence de deux masses d'eau : les eaux atlantiques (AW), qui pénètrent depuis la mer d'Alboran et qui sont moins salées et plus froides que les eaux atlantiques modifiées (MAW) résidentes (Millot, 1999). De plus, le bilan des nutriments diminue en direction de l'est, ce qui correspond au gradient d'oligotrophie décrit par de nombreux auteurs en mer Méditerranée (voir par exemple : Pujo-Pay et al., 2011). Par conséquent, il était nécessaire de définir des sous-ensembles d'échantillons cohérents afin d'assurer la cohérence des ratios de pigments lors du processus CHEMTAX. Cette approche était méthodologiquement adéquate vu le nombre important d'échantillons. Deux approches ont été adoptées pour la définition des sous-groupes : 1) la clusterisation, consolidée par la présence de deux masses d'eaux aux propriétés différentes, et 2) la subdivision de la colonne d'eau en strates de profondeur (0-20 m, 20-40 m, 40-60 m, 60-80 m, 80-120 m), justifiée par la forte stratification verticale des eaux pendant la période de déroulement de la campagne (fin de l'été).

Deux groupes (clusters) ont été définis sur la base d'une analyse en composantes principales (ACP) combinant les données de température, de salinité, de nutriments et de pigments de toutes les stations. Le cluster 1, qui englobe 28 stations, est représentatif de la masse d'eau MAW, et le cluster 2, avec 16 stations, représente la masse d'eau AW. Le nombre de stations par sous-groupe était adapté à l'exécution de l'analyse CHEMTAX, conformément aux recommandations de Mackey et al. (1996). La composition pigmentaire et taxonomique de ces masses d'eau sera examinée dans la suite de ce travail.

2.4.4.2 Matrices initiales

Trois matrices sont nécessaires pour le logiciel CHEMTAX : la matrice des rapports initiaux (F_0), la matrice des limites des rapports et la matrice de données (S) contenant les concentrations de pigments HPLC.

- **Matrice des ratios pigmentaires (F_0)**

Contient les rapports pigmentaires utilisés comme point de départ pour les calculs CHEMTAX. La construction de la matrice (F_0) requiert une attention particulière si l'on veut obtenir des résultats cohérents. Idéalement, les ratios de départ devraient être obtenus à partir de cultures collectées sur le site d'étude (Laza-Martinez et al., 2007), bien que les ratios de pigments soient généralement basés sur les valeurs de la littérature.

La matrice (F_0) ne doit pas être linéairement dépendante ; le nombre de pigments utilisés doit être supérieur au nombre de classes phytoplanctoniques considérées. Néanmoins, si le nombre de pigments est supérieur au nombre de classes phytoplanctoniques, des longues itérations peuvent survenir. Idéalement, le nombre de pigments doit être 2 à 3 fois plus grand que le nombre de classes phytoplanctoniques. Le choix des pigments à utiliser dans la matrice de rapport doit également être effectué avec précaution. Les pigments présents dans la quasi-totalité du phytoplancton ont peu de chances de fournir des informations utiles.

Il est également important que chaque grande classe de pigments phytoplanctoniques susceptible d'être présente dans les échantillons de données soit représentée dans la matrice des rapports. Chaque classe de phytoplancton utilisée doit également comporter, de préférence, au moins deux pigments en plus de la Chl a, et les pigments « marqueurs » donneront de meilleurs résultats que les pigments à large distribution.

En se basant sur les pigments présents dans notre jeu de données et sur les études antérieures en MO, la matrice des rapports (F_0) a été construite à partir des valeurs de la littérature proposées par Mackey et al. (1996) et Higgins et al. (2011), utilisées précédemment pour des échantillons méditerranéens (Bustillos-Guzman et al., 1995 ; Claustre et al., 1994 ; Marty et al., 2002 ; Vidussi et al., 2000). Finalement, la matrice (F_0) utilisée dans cette étude est

constituée de 10 classes phytoplanctoniques et 14 pigments (Tableau 8a).

- **Matrice de limite des rapports**

Elle permet de contrôler le degré de modification des rapports initiaux des pigments par le programme CHEMTAX. Suivant les recommandations de Mackey et al. (1996), toutes les limites de ratio ont été fixées à une valeur par défaut de 500 %, permettant au ratio initial de pigments, r , de varier de $r/5$ à $5r$.

- **Matrices de données (S)**

Deux types de matrices de données (S) ont été utilisés : les concentrations intégrées (sur 100 m de profondeur) pour estimer les contributions globales des classes phytoplanctoniques à la Chl a et leur distribution horizontale dans le BA, ainsi que les concentrations des pigments en fonction de la profondeur pour étudier la distribution verticale du phytoplancton dans la colonne d'eau. Dans un premier temps, nous avons appliqué CHEMTAX aux concentrations intégrées et, conformément à Latasa (2007), nous avons procédé à des exécutions successives en utilisant la sortie de chaque exécution comme entrée pour la suivante. Dans une deuxième phase, CHEMTAX a été appliquée aux concentrations de pigments en fonction de la profondeur (strates définies plus haut) pour l'ensemble des données, en utilisant comme matrice de rapports initiale (F_0) les matrices des rapports finaux obtenus pour les clusters 1 et 2, respectivement, après l'analyse (rapports optimisés) (Tableau 8b, c). Que ce soit pour les concentrations intégrées ou celles en fonction de la profondeur, les données de chaque cluster ont été traitées séparément afin de minimiser les variations potentielles dans les procédures d'optimisation CHEMTAX.

Afin d'éviter les minima locaux, pour chaque exécution CHEMTAX, une série de 60 matrices de ratios de pigments a été générée en multipliant chaque ratio de la matrice initiale par une fonction aléatoire dans le but d'optimiser la matrice. 10 % ($n = 6$) des ratios générés avec le résidu le plus faible ont été moyennés. La solution présentant le plus petit résidu a été utilisée pour l'estimation de l'abondance taxonomique. Pour plus de détails sur la procédure, voir Wright et al. (2009).

Lors de l'analyse CHEMTAX, la Chl a a été utilisée pour calculer la biomasse de toutes les classes phytoplanctoniques, à l'exception des *Prochlorococcus*, pour lesquels la DVChl-a a été utilisée. Les ratios optimisés n'ont pas été considérablement modifiés par rapport aux ratios de départ et restent compris dans la fourchette de valeurs décrite par Higgins et al. (2011).

Tableau 8 : Matrices des rapports utilisées dans l'analyse CHEMTAX : a) rapports initiaux avant l'analyse, b) rapports optimisés après l'analyse (cluster 1), c) rapports optimisés après l'analyse (cluster 2)

Pigments marqueurs	PERI	BUT	FUCO	HEX	NEOX	PRAS	VIOL	DDX	ALLO	ZEA	DVChlb	Chlb	DVChla	Chla
Classes														
(a) Matrice de rapports initiaux														
<i>Synechococcus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,636	0	0	0	1
<i>Prochlorococcus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,321	1,074	0	1	0
Diatomées	0	0	0,623	0	0	0	0	0,163	0	0	0	0	0	1
Pélagophytes	0	0,658	0,779	0	0	0	0	0,191	0	0	0	0	0	1
Prymnesiophytes	0	0	0	1,708	0	0	0	0,101	0	0	0	0	0	1
Cryptophytes	0	0	0	0	0	0	0	0	0,379	0	0	0	0	1
Dinoflagellés	0,558	0	0	0	0	0	0	0,253	0	0	0	0	0	1
Euglenophytes	0	0	0	0	0,068	0	0	0,251	0	0	0	0,377	0	1
Clorophytes	0	0	0	0	0,066	0	0,049	0	0	0,032	0	0,315	0	1
Prasinophytes	0	0	0	0	0,063	0,245	0,054	0	0	0	0	0,704	0	1
(b) Matrice de ratio finale (cluster 1)														
<i>Synechococcus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,594	0	0	0	1
<i>Prochlorococcus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,252	0,959	1	1	0
Diatomées	0	0	0,634	0	0	0	0	0,021	0	0	0	0	0	1
Pélagophytes	0	1,158	0,509	0	0	0	0	0,039	0	0	0	0	0	1
Prymnesiophytes	0	0	0	1,155	0	0	0	0,069	0	0	0	0	0	1
Cryptophytes	0	0	0	0	0	0	0	0	0,278	0	0	0	0	1
Dinoflagellés	0,677	0	0	0	0	0	0	0,119	0	0	0	0	0	1
Euglenophytes	0	0	0	0	0,028	0	0	0,436	0	0	0	0,39	0	1
Clorophytes	0	0	0	0	0,056	0	0,019	0	0	0,049	0	0,502	0	1
Prasinophytes	0	0	0	0	0,099	0,257	0,074	0	0	0	0	0,575	0	1
(c) Matrice de ratio finale (cluster 2)														
<i>Synechococcus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,526	0	0	0	1
<i>Prochlorococcus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,439	0,121	0	1	0
Diatomées	0	0	0,605	0	0	0	0	0,035	0	0	0	0	0	1
Pélagophytes	0	1,833	0,473	0	0	0	0	0,043	0	0	0	0	0	1
Prymnesiophytes	0	0	0	1,424	0	0	0	0,062	0	0	0	0	0	1
Cryptophytes	0	0	0	0	0	0	0	0	0,278	0	0	0	0	1
Dinoflagellés	0,603	0	0	0	0	0	0	0,102	0	0	0	0	0	1
Euglenophytes	0	0	0	0	0,024	0	0	0,462	0	0	0	0,334	0	1
Clorophytes	0	0	0	0	0,063	0	0,023	0	0	0,023	0	0,583	0	1
Prasinophytes	0	0	0	0	0,11	0,285	0,08	0	0	0	0	0,624	0	1

2.5 Indices photo-pigmentaires

Le rôle principal du pigment Chl a est d'absorber la lumière pour la photosynthèse. D'autres pigments accessoires (Chl b et c) et divers caroténoïdes peuvent étendre le spectre de la lumière capturée par le phytoplancton, assurant ainsi une efficacité d'absorption optimale (Kirk, 1994). Cependant, d'autres caroténoïdes protègent l'appareil photosynthétique contre les fortes irradiances (Kirk, 1994). Le phytoplancton peut modifier la structure de la communauté, et donc les ratios de pigments, dans un contexte de stratégies d'adaptation pour survivre dans l'environnement. Par conséquent, les pigments et leurs rapports peuvent être utilisés pour évaluer les changements dans la structure de la communauté phytoplanctonique et/ou les réponses physiologiques aux conditions environnementales.

Comme les concentrations et la composition des pigments du phytoplancton peuvent être modifiées en réponse aux conditions environnementales (disponibilité des nutriments et intensité de l'irradiation) (Higgins et al., 2011), les indices photo-pigmentaires ont été calculés selon Barlow et al. (2007) et utilisés pour évaluer l'évolution de la contribution des chlorophylles et des caroténoïdes au pool total de pigments.

Les caroténoïdes ont été séparés en deux types : photosynthétiques (PSC) et photoprotecteurs (PPC), où

$$PSC = PERI + FUCO + HEX + BUT, \text{ et... (8)}$$

$$PPC = ALLO + Diad + Diat + VIOL + ZEA + Lut + \Sigma \text{Carotènes}(\beta, \beta^{\wedge} \beta, \epsilon) \dots (9)$$

Les chlorophylles ont été séparées comme suit :

$$TChla = Chl a + DVChl a \dots (10)$$

$$TChlb = Chl b + DVChl b \dots (11)$$

$$TChlc = Chl c1c2 + Chl c3 \dots (12)$$

En conséquence, cinq indices photo-pigmentaires ont été définis et symbolisés comme suit : (PSC/Tpig), (PPC/Tpig), (TChla/Tpig), (TChlb/Tpig) et (TChlc/Tpig). Tpig correspond à la somme des pigments :

$$Tpig = TChla + TChlb + TChlc + PPC + PSC \dots (13)$$

Résultats

3 Résultats

Ce chapitre présente les résultats obtenus dans le cadre de notre étude sur la distribution du phytoplancton dans le BA. L'objectif principal était d'estimer les contributions globales des classes phytoplanctoniques à la Chl a et d'analyser leur distribution horizontale et verticale.

Ce chapitre est organisé en deux sections. La première section présente les résultats des régimes de production du BA obtenus en analysant les données satellitaires et *in situ*. La deuxième section concerne l'étude de la distribution verticale et horizontale du phytoplancton dans le bassin, sur la base des contributions calculées avec la méthode CHEMTAX.

3.1 Régime de production primaire dans le bassin algérien

3.1.1 Images satellitaires

3.1.1.1 Distribution de la chlorophylle a dans le bassin algérien et régime de production

La Figure 11 représente la climatologie de la Chl a dans le BA pour la période 2002-2023. Les concentrations maximales sont observées pendant les mois d'hiver et au début du printemps, avec des valeurs oscillant entre 0,5 mg/m³ au large et 1,5 mg/m³ le long des côtes. Ces résultats corroborent ceux de Harid et al. (2022), qui ont établi que 44 % de la production du bassin était due à l'enrichissement côtier.

Les plus faibles concentrations de Chl a sont observées de mai à octobre, tant dans les zones côtières qu'au large (Figure 11). Les concentrations de Chl a les plus élevées, qui correspondent à la saison productive, sont observées de novembre à avril (Figure 12). Dans les zones côtières, la concentration maximale de Chl a peut dépasser 2 mg/m³ en hiver et 0,5 mg/m³ en été. Cependant, loin des côtes, le minimum moyen atteint 0,5 mg/m³ en hiver et 0,2 mg/m³ en été.

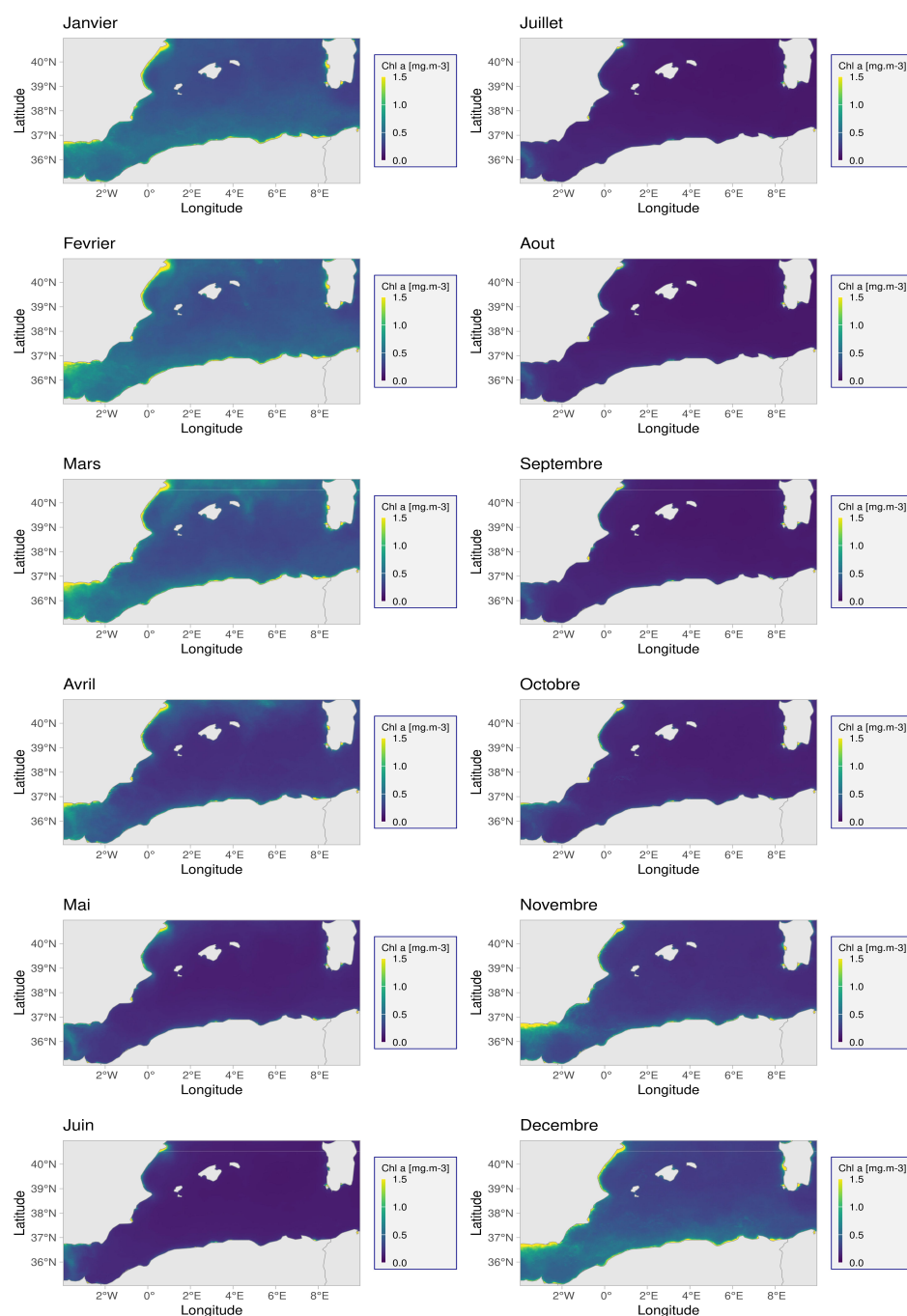


Figure 11 : Climatologie mensuelle des concentrations de chlorophylle a dans le bassin algérien. Données satellitaires du capteur Modis, moyennées sur 21 ans de données (2002-2023)

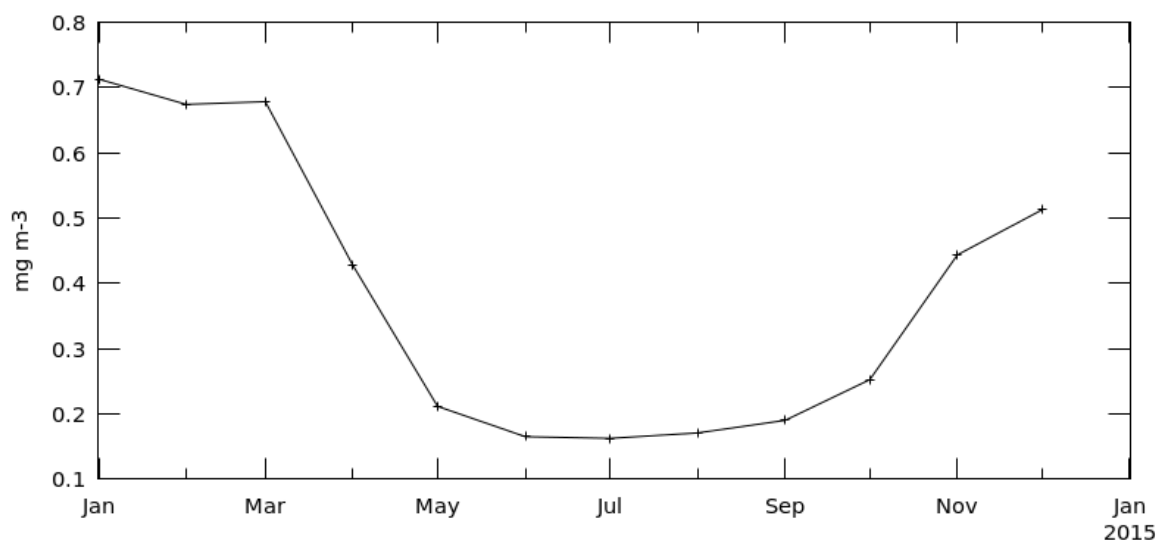


Figure 12 : Régime de production primaire dans le bassin algérien pour l'année 2014. Année durant laquelle la campagne SOMBA a eu lieu

3.1.2 Données *in situ*

On commencera cette partie par la présentation des climatologies des paramètres physiques et chimiques du bassin, avant d'aborder les régimes de production (représentés par les concentrations de Chl a dans la colonne d'eau).

3.1.2.1 Masses d'eaux

La Figure 13 représente le diagramme T-S de la couche 0 à 300 m, obtenu à l'aide de la base de données construite. On distingue deux masses d'eau en surface (jusqu'à environ 100 m de profondeur) : les AW moins salées, qui se transforment en MAW au cours de leur parcours le long des côtes algériennes (Millot, 1999). Au-delà de 100 m de profondeur, la variabilité des paramètres température et salinité diminue et ceux-ci convergent vers des valeurs faibles en température et forte en salinité. Cela correspond au mélange avec les masses d'eaux intermédiaires adjacentes (WIW et LIW).

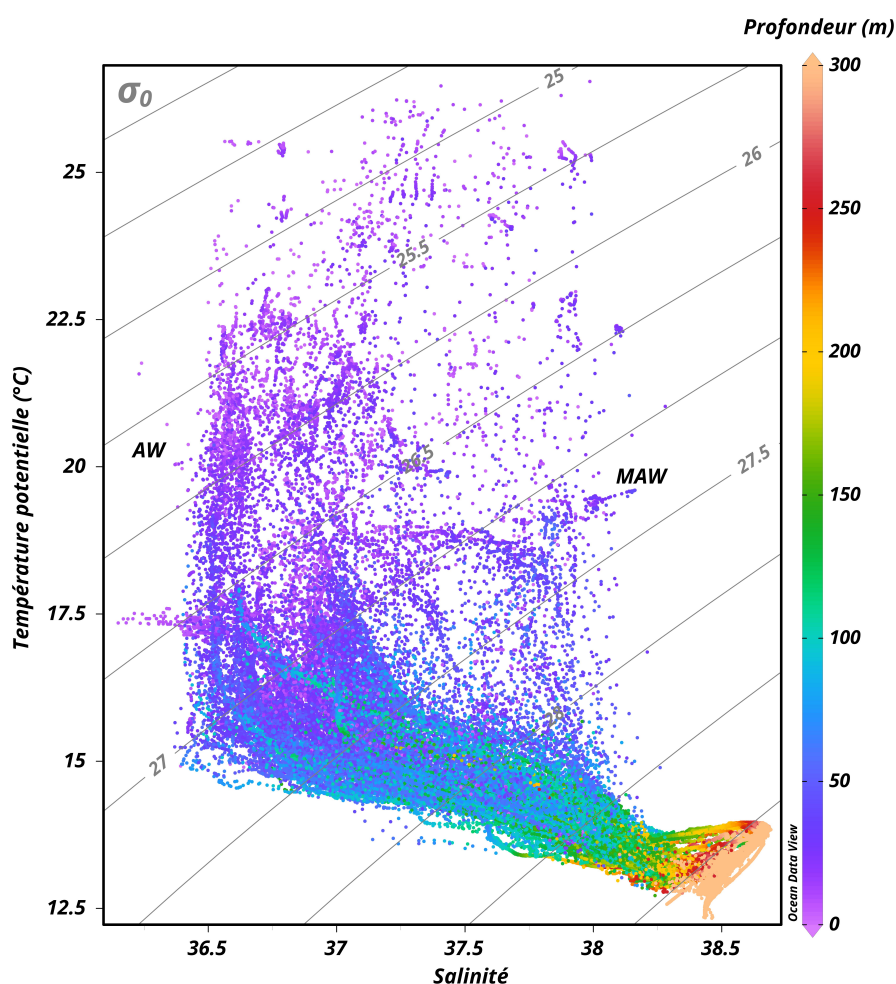


Figure 13 : Diagramme température potentielle - salinité pour l'identification des masses d'eau pour la couche des 300 premiers mètres de la colonne d'eau du BA

3.1.2.2 Profils annuels et saisonniers de température et de salinité

Les profils verticaux de température et de salinité dans le BA, moyennés sur la saison et par région, sont représentés dans la Figure 14. La variabilité spatiale dans le bassin est discutée en comparant les trois zones : l'ouest, le centre et l'est. Les températures dans la partie supérieure de la colonne d'eau ont un comportement similaire dans les trois régions tout au long de l'année. En été, les eaux de surface sont essentiellement stratifiées et atteignent des valeurs

moyennes climatologiques de température de $19,14 \pm 3,49$ °C à l'ouest et au centre et de $20,85 \pm 3,49$ °C à l'est du bassin. La thermocline saisonnière s'étend jusqu'à une profondeur de 50 m en été ; elle est plus profonde en automne, atteignant jusqu'à 100 m à l'est (Figure 14B). Pendant les mois d'hiver, la thermocline disparaît presque complètement, entraînant la formation d'une colonne d'eau homogénéisée verticalement. Les températures de surface atteignent des valeurs climatologiques de 14 °C. Les résultats trouvés dans cette étude corroborent ceux de Manca et al. (2004) dans sa climatologie de la Méditerranée.

En été, les conditions de stratification permettent l'étalement de l'AW moins salée (Figure 14C), transportée par le courant algérien. Les profils de salinité reflètent l'explication advective des changements de salinité en Méditerranée occidentale donnée par Millot. (1999) ; elle est principalement dictée par la propagation vers l'est de l'eau atlantique, ce qui se traduit par des eaux relativement moins salées à l'ouest du bassin ($37,126 \pm 0,432$) et plus salées à l'est ($37,446 \pm 0,433$).

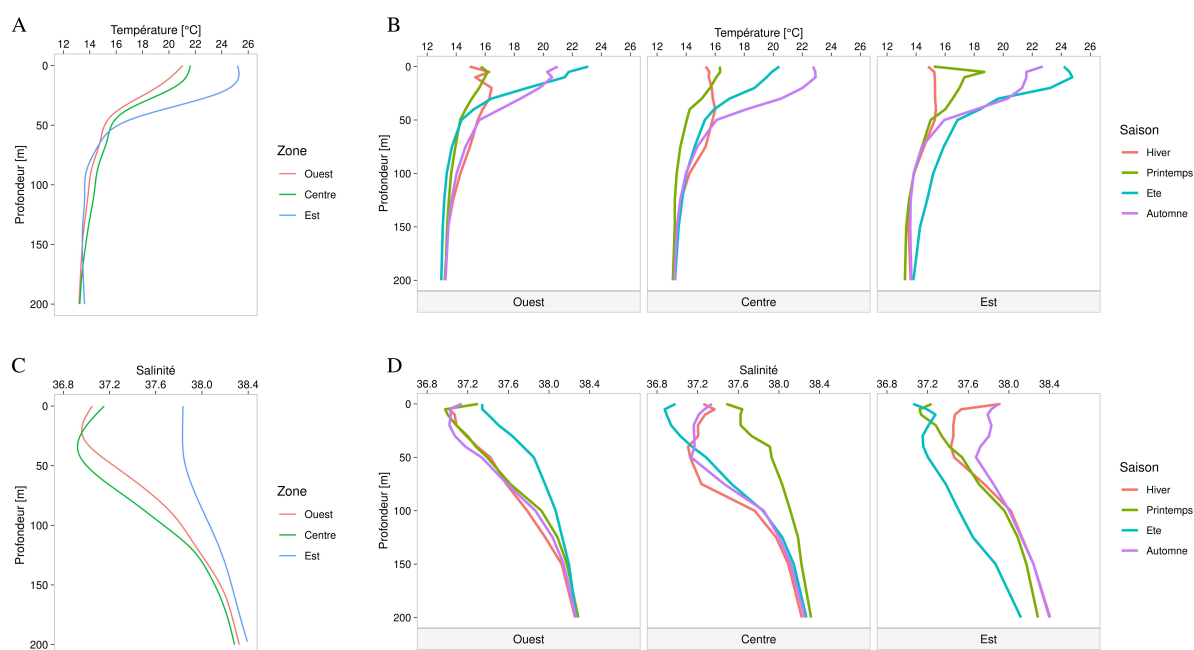


Figure 14 : Profils verticaux moyens de température et de salinité. (A) Profils annuels de température, (B) profils saisonniers de température moyennés pour les trois régions du bassin, (C) Profils annuels de salinité, (D) profils saisonniers de salinité moyennés pour les trois régions du bassin

3.1.2.3 Profils annuels des paramètres biogéochimiques

3.1.2.3.1 Oxygène dissous

Les profils annuels d'oxygène dissous montrent une évolution similaire dans les trois régions étudiées (Figure 15A). Un maximum est observé en subsurface, entre 40 et 50 m de profondeur, avec des valeurs atteignant 5,6 ml/l, dépassant légèrement ce seuil à l'ouest. Cette distribution est indicative des conditions environnementales qui favorisent la concentration d'oxygène à ces profondeurs, soulignant l'importance de la stratification thermique et des processus biologiques dans le bassin.

3.1.2.3.2 Sels nutritifs

Les profils des nutriments (Figure 15B, C, D) montrent une variation spatiale significative entre les régions étudiées. Les eaux superficielles, au-dessus de la nutricline permanente (moins de 200 m), sont généralement pauvres en nutriments, bien que des concentrations plus élevées soient observées à l'ouest du bassin. Dans la zone photique, les concentrations en nutriments sont proches des limites de détection, ce qui est généralement attribué à la consommation par le phytoplancton et à la rareté de l'apport d'eaux riches en nutriments provenant des profondeurs. En dessous des nutriclines, les concentrations moyennes en nutriments atteignent 6 $\mu\text{mol/l}$ pour les nitrates, 4 $\mu\text{mol/l}$ pour les silicates et 0,25 $\mu\text{mol/l}$ pour les phosphates.

3.1.2.3.3 Chlorophylle-a

La Figure 15E illustre les profils annuels pour les trois régions du bassin. Le maximum de biomasse phytoplanctonique se trouve dans la couche de 50 à 75 m de profondeur avec des valeurs comprises entre 0,4 et 0,5 mg/m^3 à l'ouest et au centre. Un gradient de production décroissant d'ouest en est est observé, reflétant l'oligotrophie du BA. Les valeurs maximales de biomasse en surface atteignent 0,35 mg/m^3 dans les régions ouest et centrale.

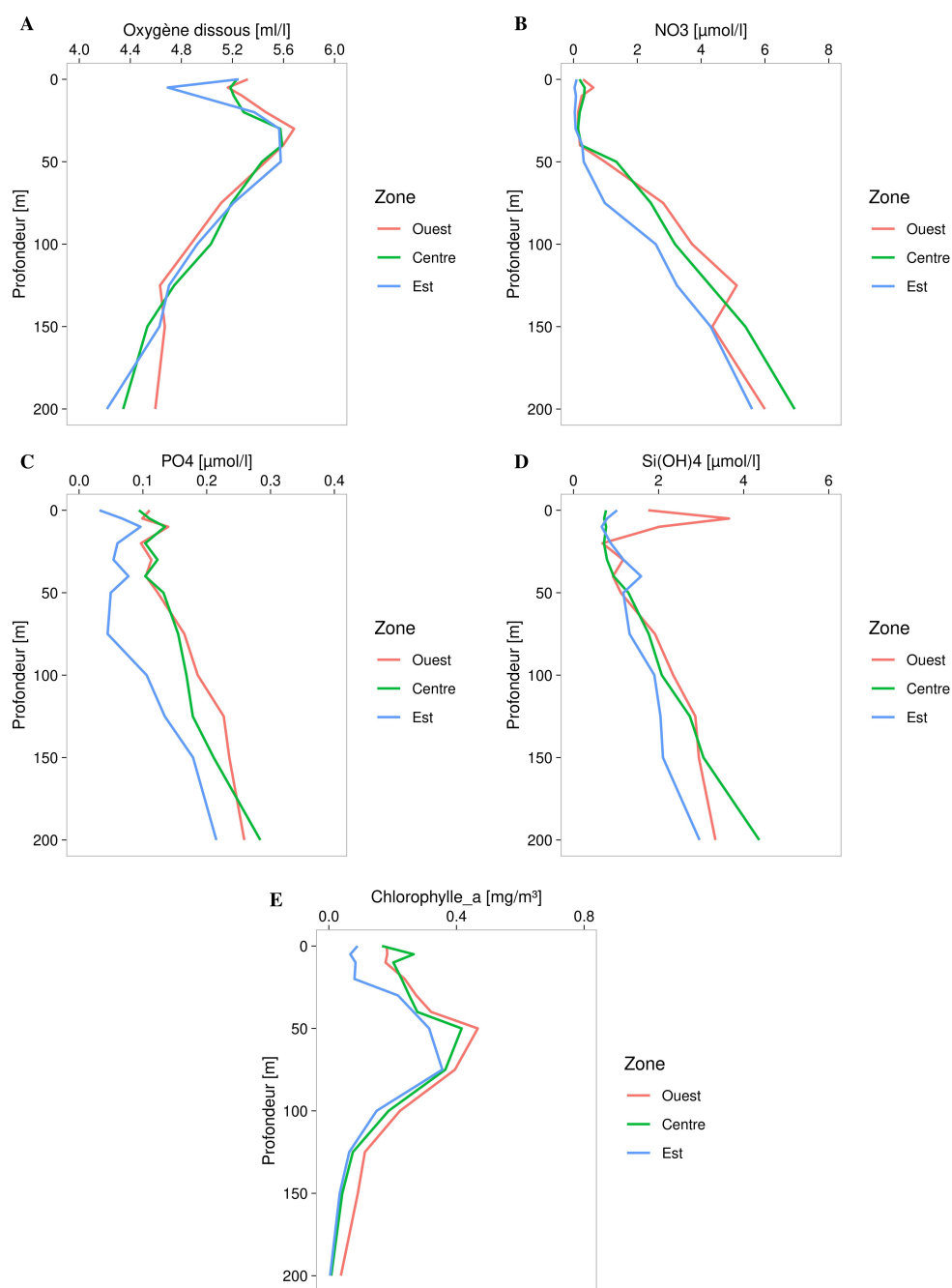


Figure 15 : Profils moyens annuels de : A) Oxygène dissous, B) Nitrate, C) Phosphate, D) Silicate, E) Chlorophylle a dans les trois régions définies du bassin algérien

3.1.3 Cycle annuel des facteurs du milieu et de la production

Les données récoltées durant l'hiver étaient limitées et éparées, surtout dans le centre et l'est du bassin, comme le montrent les figures 16, 17 et 18 des profils moyens des paramètres sélectionnés. Dans cette partie, nous aborderons donc les données du printemps, de l'été et de l'automne.

3.1.3.1 Densité

La Figure 16 représente les profils moyens saisonniers de la densité dans les trois régions du bassin algérien. Au printemps, la colonne d'eau est homogène et présente une gamme de densité comprise entre 28 kg/m³ et 29 kg/m³, probablement liée au mélange saisonnier et à la remontée d'eaux sous-jacentes. Les profils de densité présentent une légère inclinaison dans les couches superficielles, avec un effet plus marqué à l'ouest et à l'est du bassin, marquant la fin de l'hiver et le début du printemps.

En été, l'augmentation des températures atmosphériques entraîne la formation d'une thermocline saisonnière, induisant des variations maximales de la densité dans la couche comprise entre 0 et 100 m, avec des valeurs allant de 25 kg/m³ à 29 kg/m³. Cet effet est plus marqué à l'est du bassin où les minima peuvent atteindre 24,83 kg/m³. Au-delà de 100 m de profondeur, les variations diminuent et les valeurs de densité se stabilisent autour de 29 kg/m³. Avec l'arrivée de l'automne, les variations de densité dans les couches superficielles diminuent en raison de la baisse des températures et du mélange progressif avec les eaux sous-jacentes.

3.1.3.2 Nitrates

Le cycle annuel des nitrates présente des similitudes entre les trois régions du bassin. Les eaux superficielles du bassin (0-50 m) sont presque dépourvues de nitrate, avec des concentrations inférieures à 2 µmol/L pendant toute l'année, suite à leur utilisation par le phytoplancton lors de la photosynthèse. La déficience est plus sévère durant l'été en raison de la stratification de la colonne d'eau. L'est du bassin est la région la plus dépourvue, avec une nitracine qui atteint 60 m de profondeur, contre 25 à 30 m à l'ouest et au centre. Au-delà de cette nitracine,

les concentrations augmentent et atteignent des valeurs de 7 à 8 $\mu\text{mol/L}$ dans tout le bassin.

3.1.3.3 Chlorophylle a

La dynamique de la production phytoplanctonique varie considérablement selon les saisons et les régions du bassin. Au printemps, à l'ouest du bassin, de faibles concentrations sont observées en surface (0,2 mg/m^3), et le maximum (0,55 mg/m^3) est observé vers 50 m de profondeur. En été, la production est relativement élevée en surface (0,4 mg/m^3) et le maximum de production peut atteindre 0,8 mg/m^3 dans la couche des 65 à 70 mètres de profondeur. En automne, les concentrations de Chl a diminuent (entre 0,5 et 0,6 mg/m^3) et sont distribuées de manière relativement homogène dans toute la colonne d'eau, avec un pic vers 40 m de profondeur.

Au centre du bassin, les concentrations de Chl a sont élevées en surface, atteignant 1 mg/m^3 , et un deuxième pic est observé à 70 m de profondeur. En été, les concentrations de surface diminuent (0,4 mg/m^3) et les maximums de concentrations (0,8 mg/m^3) se retrouvent à une profondeur de 60 m. En automne, les concentrations de Chl a sont d'environ 0,5 à 0,6 mg/m^3 et se distribuent de manière homogène sur toute la colonne d'eau.

À l'est du bassin, les couches superficielles sont caractérisées au printemps par de faibles concentrations de Chl a (0,2 mg/m^3), avec des maximums de 0,5 mg/m^3 situés vers 60 m de profondeur. En été, le maximum de production (0,4 mg/m^3) se situe à 70 m de profondeur. En automne, les concentrations de Chl a diminuent (0,3 mg/m^3) et sont réparties de manière homogène sur toute la colonne d'eau.

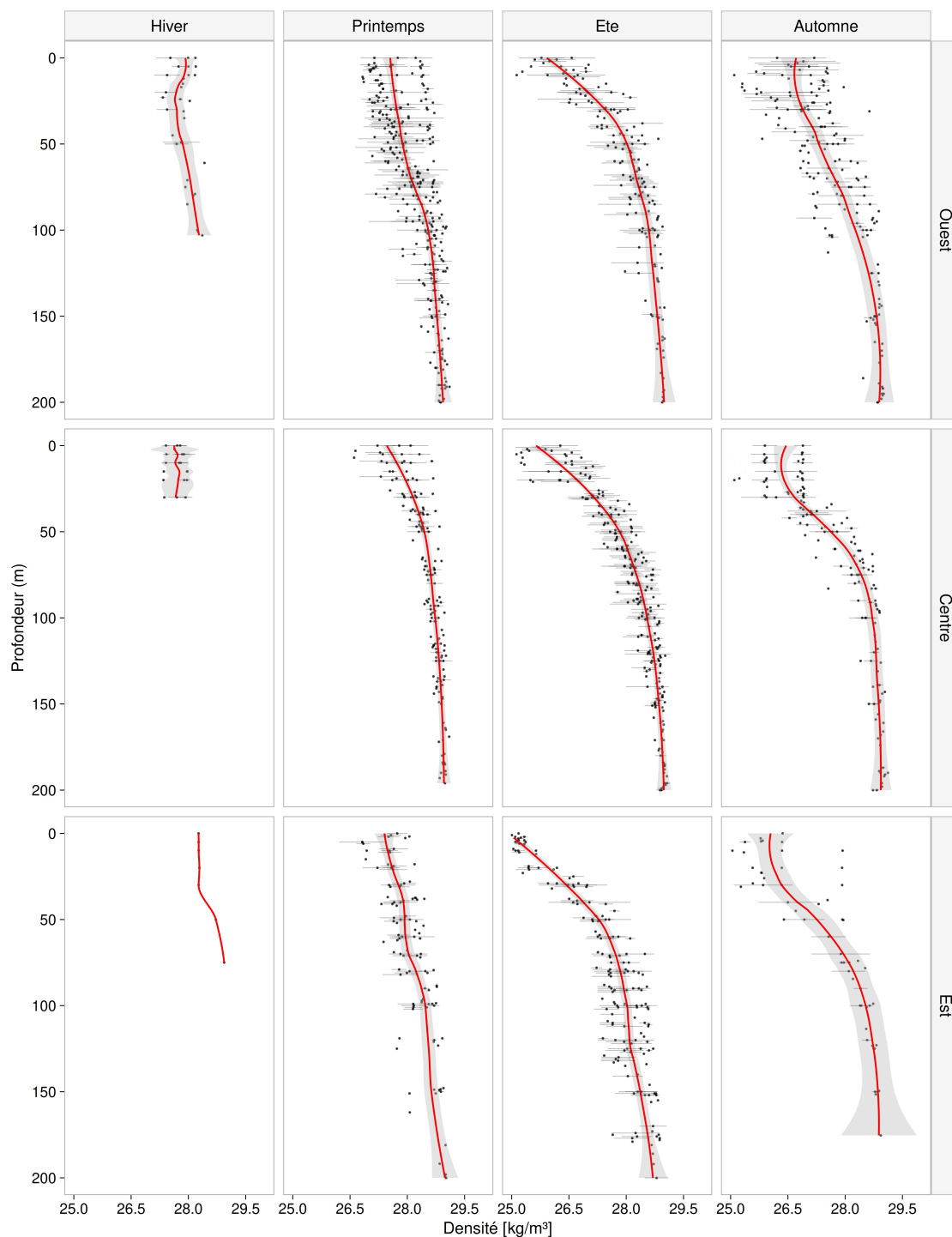


Figure 16 : Profils moyens saisonniers de la densité dans les trois régions du bassin algérien. Les points noirs correspondent aux données, les barres aux écart-types et la bande en gris à un intervalle de confiance de 95 %

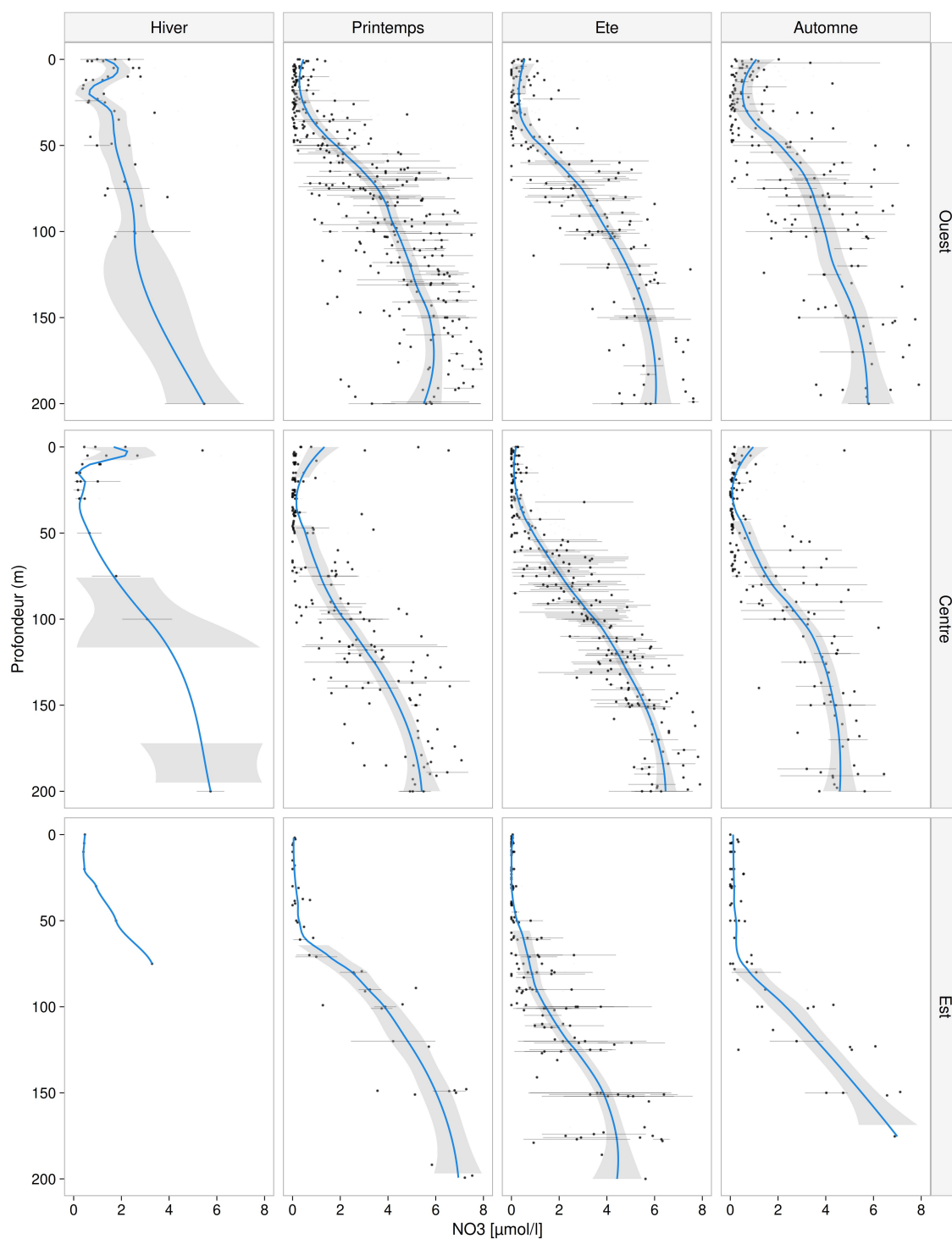


Figure 17 : Profils moyens saisonniers des nitrates dans les trois régions du bassin algérien. Les points noirs correspondent aux données, les barres aux écart-types et la bande en gris à un intervalle de confiance de 95 %

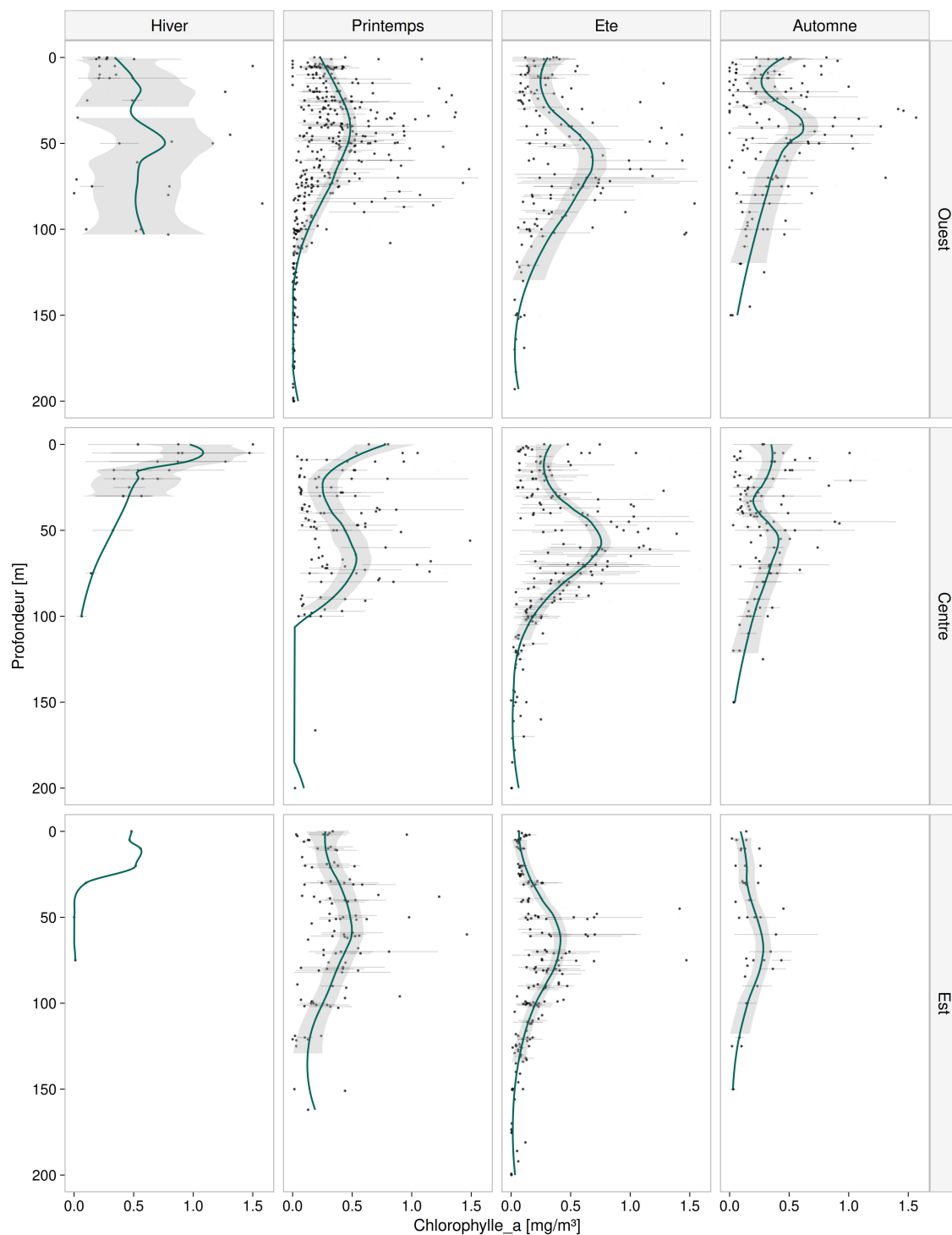


Figure 18 : Profils moyens saisonniers de la chlorophylle *a* (mg/m³) dans les trois régions du bassin algérien. Les points noirs correspondent aux données, les barres aux écart-types et la bande en gris à un intervalle de confiance de 95 %

3.2 Distribution du phytoplancton dans le bassin algérien (campagne SOMBA)

3.2.1 Conditions hydrologiques

La campagne SOMBA s'est déroulée à la fin de l'été, période caractérisée par une forte stratification due aux températures atmosphériques élevées. Cette section examine la distribution des paramètres hydrologiques et biogéochimiques dans le BA au cours de la campagne.

3.2.1.1 Distribution horizontale des paramètres physiques

La Figure 20A, qui illustre les anomalies du niveau de la mer, met en évidence les instabilités observées dans le bassin durant la campagne. Les anomalies les plus notables incluent des élévations du niveau de la mer atteignant 15 cm à l'ouest et au centre, et 30 cm à l'est (vers 6 °E). Des dépressions, plus marquées à l'ouest, sont également visibles, avec des valeurs de -2 à -5 cm. Ces phénomènes correspondent aux tourbillons anticycloniques (dômes) et cycloniques (dépressions) décrits par plusieurs auteurs dans cette région (Puillat et al., 2002 ; Millot et Taupier-Letage, 2005 ; Cotroneo et al., 2016 ; Pessini et al., 2018). Les tourbillons anticycloniques entraînent un enfoncement des eaux de surface, tandis que les tourbillons cycloniques font remonter des eaux de subsurface.

La Figure 20B illustre la distribution spatiale de la densité à 10 m et à 150 m de profondeur. En surface, les tourbillons cycloniques se distinguent par la présence d'eaux plus denses (26 kg/m³ à 27,5 kg/m³) que les eaux environnantes (25 kg/m³ à 25,5 kg/m³). À 150 m de profondeur, on observe des eaux moins denses que celles des régions adjacentes, ce qui met en évidence l'effet des tourbillons anticycloniques qui piègent les eaux de surface et les entraînent vers le bas.

La représentation de la température et de la salinité en surface (10 m) dans le BA (Figure 20C, D) met en évidence la présence d'eaux plus froides d'origine atlantique récente et d'eaux méditerranéennes résidentes. La partie occidentale du bassin est caractérisée par une branche d'eaux atlantiques pénétrant près des côtes algériennes, avec une température comprise entre

20 et 23 °C et une salinité variant de 36,5 à 37,75. Plus à l'est, les AW acquièrent des caractéristiques méditerranéennes, devenant plus chaudes et plus salées. À 150 m de profondeur, près des côtes algériennes, on observe des eaux de mélange relativement plus chaudes (14 – 15 °C) et moins salées (37 – 37,5) que les eaux environnantes, dont la température varie entre 13,5 et 14 °C et la salinité entre 38 et 38,5.

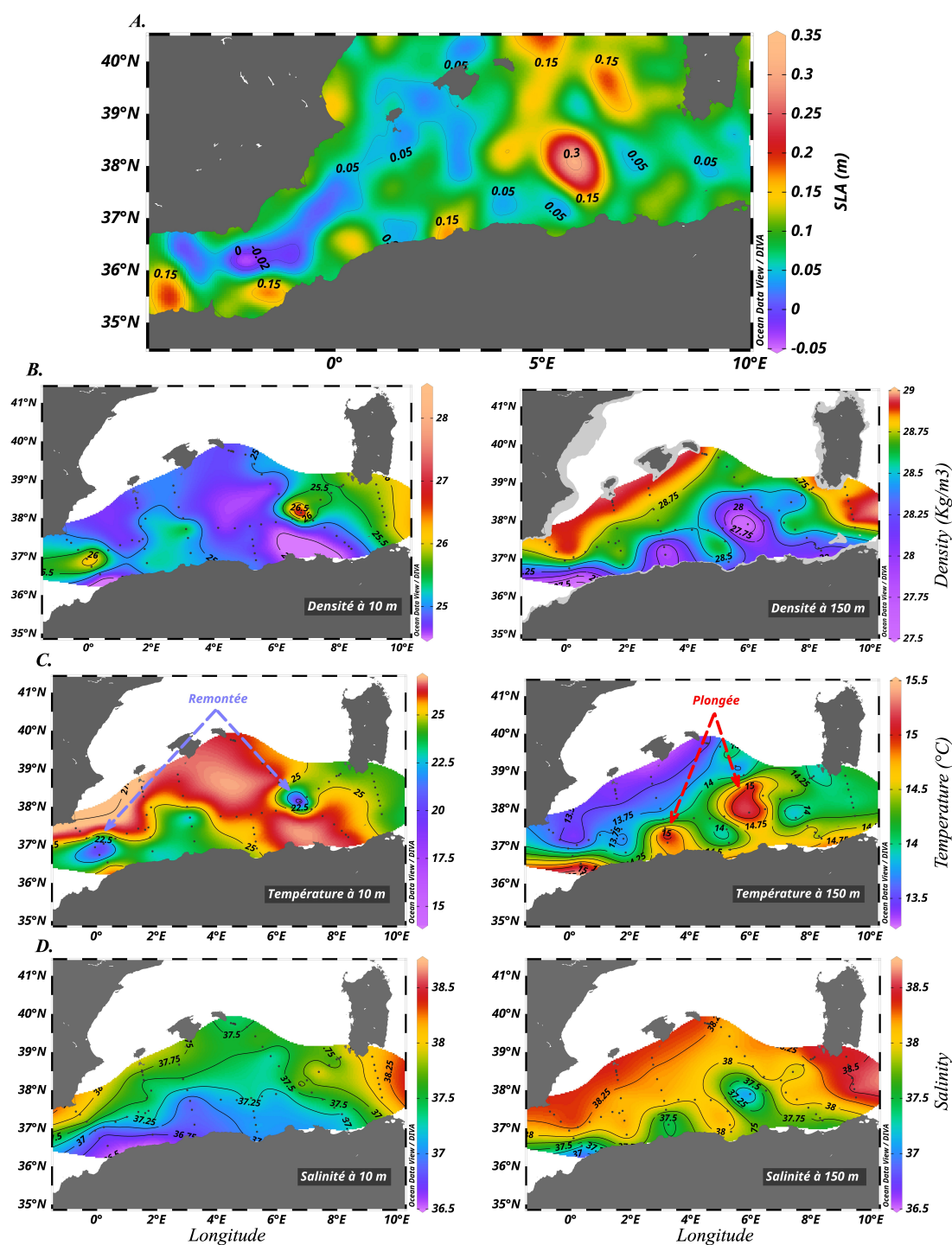


Figure 19 : Représentation spatiale de l'anomalie du niveau de la mer (A), et des trois paramètres : densité (B), température (C), et salinité (D) à 10 m et à 150 m de profondeur

3.2.1.2 Distribution verticale des paramètres physiques et biogéochimiques

Cette section présente la distribution verticale des paramètres hydrologiques et biogéochimiques dans la colonne d'eau à travers deux transects : le transect 1 (ouest-est) et le transect 2 (est-nord-est) définis dans la Figure 10. Ces deux transects, comprenant 29 stations, couvrent l'ensemble du bassin algérien et traversent les principales structures physiques observées pendant la campagne.

La Figure 20 illustre la distribution verticale de la densité, de la température et de la salinité le long des transects 1 et 2. Les couches superficielles (0 – 30 m) sont caractérisées par des eaux peu denses (24,8 à 25,6 kg/m³) et sont relativement stables. Cependant, en dessous de 40 m de profondeur, la colonne d'eau montre des signes de déstabilisation, ce qui confirme l'influence des tourbillons mentionnés précédemment.

Deux phénomènes marquants sont observés : d'abord, un mouvement ascendant des isopycnes, particulièrement prononcé à l'ouest, où des isopycnes des eaux de subsurface (exemple : l'isopycne 28,15 kg.m⁻³) remontent à près de 40 m de profondeur aux stations 3-8 et 3-10 (Figure 20A).

Un phénomène similaire, bien que moins prononcé, est noté à l'est du bassin (stations 4-7, 4-6 et 4-5) ainsi qu'au nord-est (station 4-12). Le second phénomène, observé au niveau du transect 1 vers 6 °E, est la descente des isopycnes de surface en profondeur (des isopycnes de 27 kg/m³ sont retrouvées à 100 m de profondeur). Ces déformations de la colonne d'eau correspondent aux instabilités observées dans la Figure 20A.

La distribution de la température le long des transects 1 et 2 est illustrée dans la Figure 20B. La température moyenne de surface durant la campagne SOMBA était d'environ 24,8 °C. À l'ouest, cette couche chaude est restreinte aux 20 premiers mètres en raison d'une remontée significative d'eau froide (< 15 °C) atteignant 50 m de profondeur. En revanche, à l'est, l'épaisseur de la couche chaude de surface (20-22,5 °C) est plus importante et s'étend jusqu'à 40 m de profondeur.

Aux stations 2-3, 2-2 et 2-1, nous avons observé une plongée des eaux de surface, avec des températures supérieures à 15 °C atteignant jusqu'à 100 m de profondeur. Dans le transect 2, la couche chaude de surface (20-25 °C) atteint des profondeurs maximales de 50 m. Une autre remontée d'eaux froides (< 15 °C) est observée aux stations 4-7, 4-6, 4-5, ainsi qu'à partir de la station 4-11 vers le nord-est, avec des températures inférieures à 15 °C au-delà de 80 m de profondeur.

La Figure 20C représente la distribution verticale de la salinité, illustrant les perturbations dans la colonne d'eau. À l'exception de la partie ouest du bassin (stations 3-3 et 3-7), où la salinité de surface était de 36,75, la salinité moyenne des eaux superficielles dans le bassin était de 37,75. Des poches d'eaux salées, se détachant des eaux de subsurface et se mélangeant aux eaux superficielles ont été observées à l'ouest (stations 3-3 et 3-7), à l'est (station 4-7) et au nord-est (stations 4-12, 4-13, 4-14). Une plongée d'eau de surface peu salée (37) a été notée autour de 6 °E, atteignant 100 m de profondeur aux stations 2-3 et 2-2. En dessous de 80 m, une salinité de 38 ou plus est observée dans la majeure partie du bassin, marquant ainsi le début de la masse d'eau intermédiaire levantine (LIW).

3.2.1.3 La couche de mélange

Dans la partie occidentale du bassin, la profondeur de la couche de mélange (Mixed Layer Depth: MLD) est d'environ 12 m. Cette épaisseur augmente progressivement, atteignant 20 m dans la partie centrale (stations 3-10, 2-15 et 4-3, 4-4, 2-4) et jusqu'à 30-40 m dans la partie orientale, aux stations 2-3, 2-2, 2-1, 4-5. Le long du transect ENE, la MLD varie de 15 m (station 1-16) à 25-30 m (stations 4-8, 4-7), s'approfondissant légèrement vers le nord pour atteindre environ 35 m.

3.2.1.4 Fluorescence

La Figure 20D illustre la distribution de la fluorescence dans la colonne d'eau le long des deux transects. Trois maxima de fluorescence sont observés dans la partie ouest du bassin, à une profondeur de 20 à 30 m (stations 3-3 et 3-7), entre 50 et 70 m (stations 3-8 et 3-10) et à 100

m (station 3-7). Dans la partie centrale du bassin, les maxima de fluorescence sont principalement situés entre 50 et 60 m de profondeur, tandis que dans la partie orientale, ils s'approfondissent pour atteindre 70 à 90 m (stations 1-13, 1-12, 1-11). Il est important de noter que la production a été interrompue par un phénomène de downwelling centré autour de 6 °E (stations 2-3, 2-2, 2-1), comme l'ont mentionné Keraghel et al. (2020). Dans le transect 2, trois principaux maxima sont situés à des profondeurs similaires, à environ 60 m (stations 1-16, 4-11) et 70 m (station 4-14). Un maximum moins prononcé est observé au début du transect (station 4-6) à 80 m de profondeur. Dans les deux transects, la majeure partie de la production se situe au-dessus de l'isohaline 37,5.

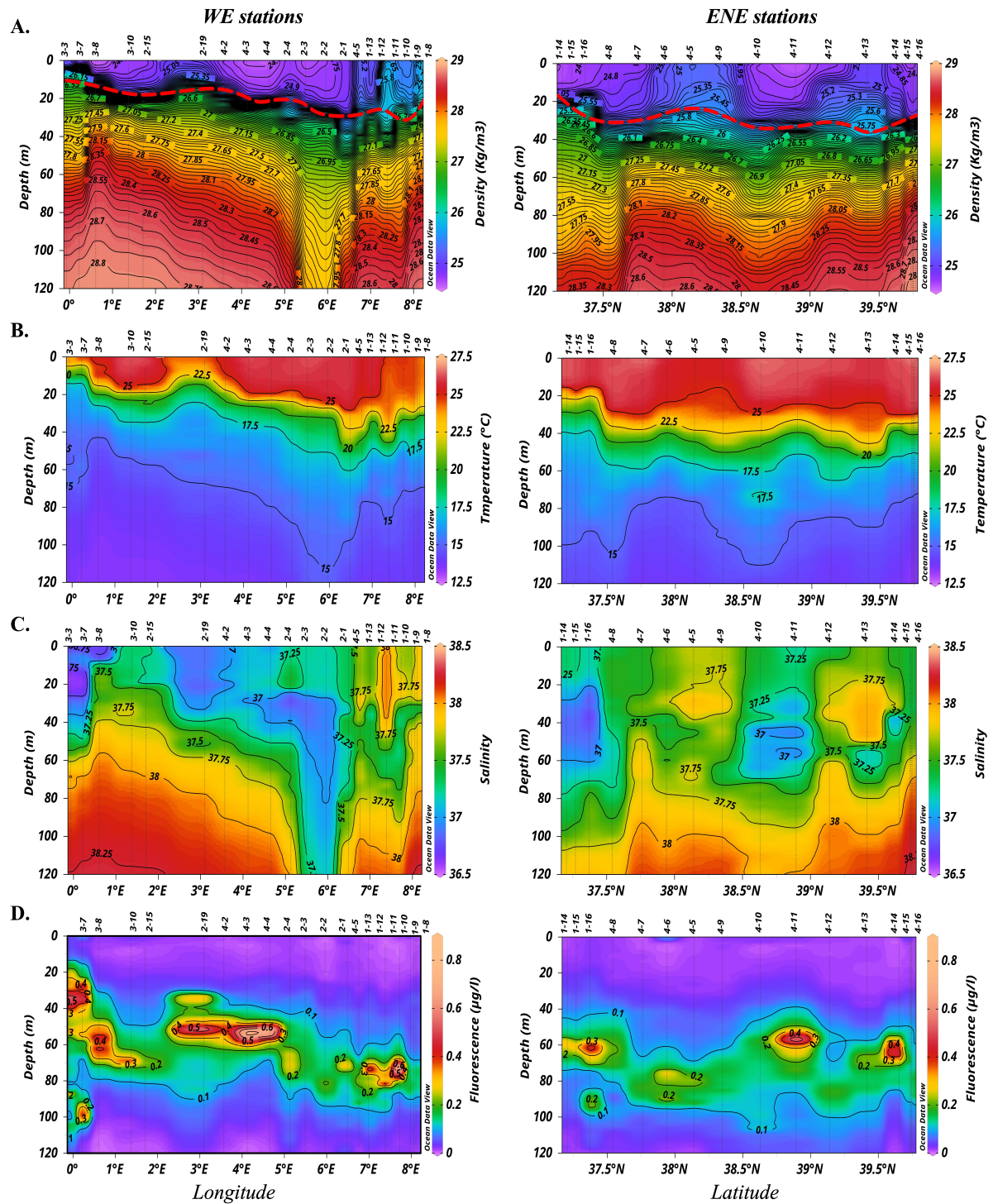


Figure 20 : Distribution verticale de l'anomalie de densité potentielle (A) (avec la couche de mélange en lignes rouges pointillées), de la température (B), de la salinité (C), et de la fluorescence (D), représentées sur les deux transects 1 (WE stations), et 2 (ENE stations) lors de la campagne SOMBA

3.2.2 Nutriments

3.2.2.1 Distribution verticale des nutriments

Cette section présente une vue d'ensemble de la distribution des nutriments dans le bassin algérien sur toute la colonne d'eau (de 0 à 3000 m de profondeur) durant la campagne, avec un accent particulier sur les couches superficielles, où se déroule la production primaire.

La Figure 21a-d représente la distribution verticale des nutriments dans toute la colonne d'eau. Les profils des nitrates (NO_3^-) et des phosphates (PO_4^{3-}) suivent un schéma typique, avec des concentrations très faibles en surface en raison de leur utilisation dans la photosynthèse (Figure 21a, b). Ces concentrations augmentent avec la profondeur en raison de l'augmentation des processus d'oxydation et de reminéralisation de la matière organique (par exemple, Béthoux et al., 1998 ; Minas et al., 1991).

Dans le BA, les valeurs maximales de NO_3^- et PO_4^{3-} (9,35 $\mu\text{mol/l}$ et 0,45 $\mu\text{mol/l}$, respectivement) sont comprises entre 350 et 500 m de profondeur (Figure 21a, b), ce qui correspond à la zone de minimum d'oxygène (164 $\mu\text{mol/kg}$) (Figure 21d) et aux maxima de salinités. Ces résultats sont similaires à ceux obtenus par Moutin et Prieur. (2012) ainsi que par Schroeder et al. (2010). Une exception notable est observée dans le canal de Sardaigne, où les maxima de NO_3^- et PO_4^{3-} (7,29 et 0,32 $\mu\text{mol/kg}$, respectivement) sont rencontrés à 200 m, ce qui est probablement dû à l'effet de seuil. Ces valeurs sont caractéristiques des eaux levantines intermédiaires (LIW) entrant dans le bassin algérien. Au-delà de la profondeur des maxima de NO_3^- et PO_4^{3-} , les concentrations restent relativement stables dans les eaux profondes, autour de 8,85 et 0,41 μM , respectivement.

Les concentrations maximales de silicates ($\sim 10,8 \mu\text{M}$) sont observées à une profondeur d'environ 1000 m, sous les maxima de NO_3^- et PO_4^{3-} . Au-delà de cette profondeur, les concentrations en nutriments tendent à se stabiliser (Figure 21c). Contrairement aux autres nutriments, les silicates ne présentent pas de maximum marqué et leurs concentrations augmentent progressivement avec la profondeur. Schroeder et al. (2010) ont noté l'absence

d'un maximum prononcé pour les silicates dans les LIW, ce que Minas et al. (1991) attribuent à une régénération plus lente des silicates par rapport aux nitrates et phosphates. En outre, des concentrations élevées de silicates ($10 \mu\text{mol/l}$) sont observées près des côtes, probablement en raison des apports côtiers, notamment par les poussières sahariennes (Guerzoni et al., 1997).

3.2.2.2 Distribution spatiale des nutriments dans la couche de surface

La Figure 21e-g illustre la distribution des nitrates (NO_3^-), des phosphates (PO_4^{3-}) et des silicates (Si(OH)_4) dans les eaux de surface du bassin (0-120 m). Au début du transect 1 (l'ouest du bassin), une concentration élevée en nutriments est observée dans les couches superficielles (20-60 m), notamment aux stations 3-3, 3-7 et 3-8. Les valeurs maximales dépassent $1 \mu\text{mol/l}$ pour NO_3^- , $0,1 \mu\text{mol/l}$ pour PO_4^{3-} et $3 \mu\text{mol/l}$ pour Si(OH)_4 . Ces concentrations sont associées à la remontée d'eaux sous-jacentes riches en nutriments dans cette région, entraînant ainsi des nutriclines peu profondes.

En allant vers l'est (à partir de la station 2-2), les concentrations en NO_3^- et PO_4^{3-} diminuent, atteignant les limites de détection dans la couche de 0-70 m. Les nutriclines s'approfondissent de 40 à 75 m pour les NO_3^- et de 20 à 100 m pour les PO_4^{3-} (Figure 21e, f), reflétant l'augmentation de l'oligotrophie en Méditerranée. En revanche, des concentrations élevées en silicates (environ $1 \mu\text{mol/l}$) sont observées au-delà de 4°E dans la couche supérieure.

Sur le transect 2, l'appauvrissement en nutriments est plus marqué, avec des nutriclines qui s'approfondissent vers le nord. La phosphacline (40-130 m) se situe sous la nitracline (40-100 m). Les concentrations en silicates restent élevées, avec des maxima situés au-delà de 80 m de profondeur. Sous cette couche, les concentrations augmentent pour atteindre environ $4 \mu\text{mol/l}$ pour les NO_3^- , $0,1 \mu\text{mol/l}$ pour les PO_4^{3-} et $2 \mu\text{mol/l}$ pour les Si(OH)_4 .

À la fin du transect 2, une augmentation des concentrations en nutriments est observée dans les eaux peu profondes (stations 4-12, 4-13, 4-14), probablement en raison de l'influence côtière de l'île de Minorque.

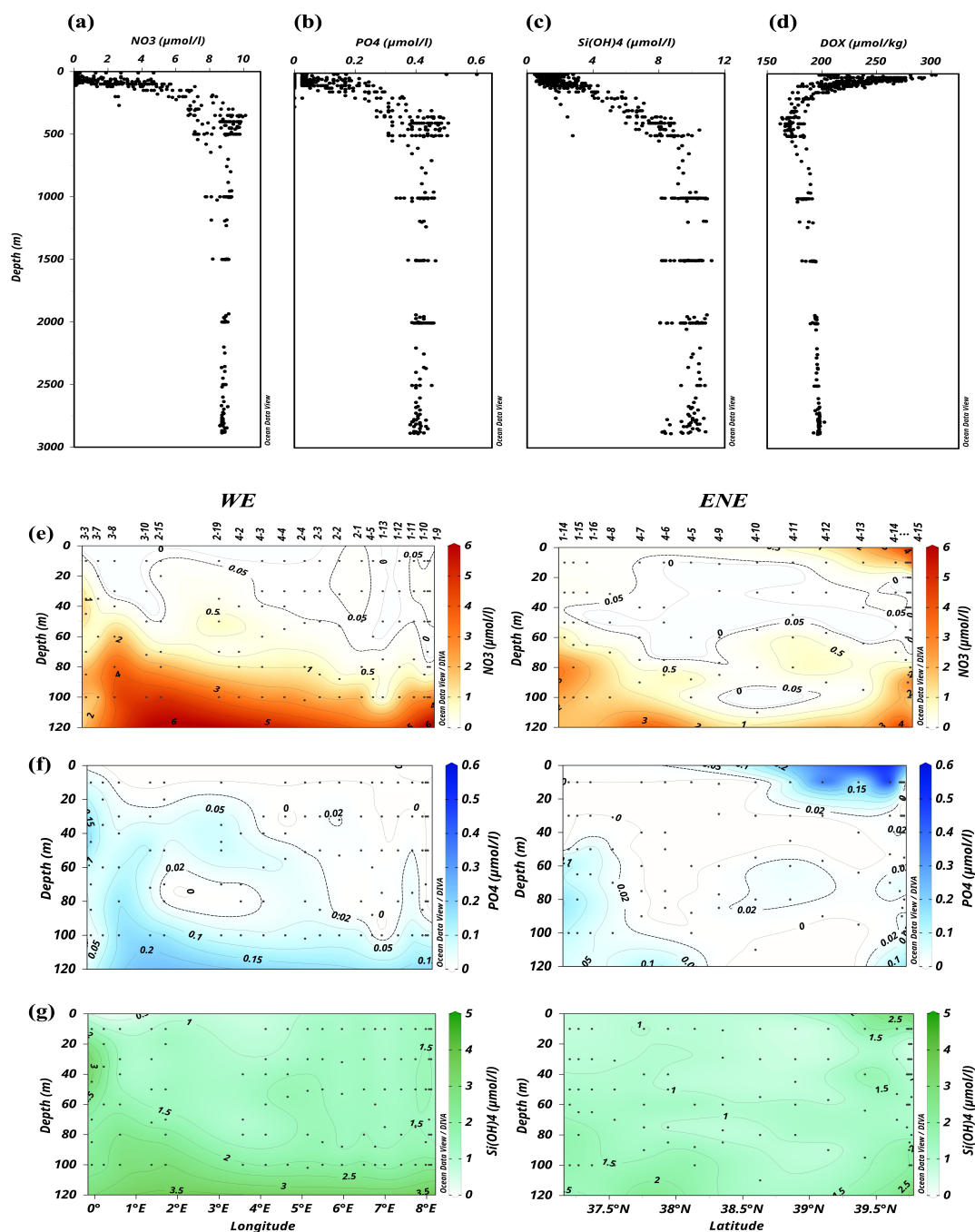


Figure 21 : Profils verticaux des : nitrates (a), phosphates (b), silicates (c) et de l'oxygène dissous (d) dans la colonne d'eau (de 0 à 3000 m). Distribution de la concentration des sels nutritifs dans la couche de 0 à 120 m, représentée sur les deux transects 1 (WE Stations) et 2 (ENE Stations) pendant la campagne SOMBA. (e) nitrate, (f) phosphate, (g) silicate. Les lignes pointillées pour les nitrates et phosphates représentent la nitracline et phosphocline, respectivement

3.2.2.3 Rapport N/P

Les rapports N/P ont été calculés en utilisant la pente de N en fonction de P, selon la méthode décrite par Kress et Herut. (2001). Ces rapports ont d'abord été calculés pour l'ensemble du bassin et de la colonne d'eau (Figure 22A), puis en subdivisant le bassin en deux parties, ouest et est (Figure 22B, C), ainsi que la colonne d'eau en trois compartiments : la couche superficielle (0 – 150 m), la couche intermédiaire (150 – 800 m) et la couche profonde (800 m – fond) (Figure 22E).

Le rapport N/P mesuré dans la couche de surface du bassin (0-120 m), pour la période de la campagne, variait entre 0 et 93. En se basant sur la distribution verticale du rapport N/P dans les eaux de surface (Figure 22), la colonne d'eau peut être divisée en trois couches :

- la couche 0-55 m (couche appauvrie en nutriments), qui présente les rapports N/P les plus faibles (< 21),
- la couche 60-75 m, où les valeurs N/P peuvent atteindre un maximum de 35,
- la couche 80-120 m, où la variabilité des rapports N/P est la plus élevée (4 à 93).

Cette distribution est typique de la Méditerranée, où une forte variabilité est observée dans la couche de surface, comme le rapportent plusieurs auteurs (Marty et al., 2008 ; Moutin et Raimbault, 2002 ; Pasqueron de Fommervault et al., 2015 ; Schroeder et al., 2010).

Le rapport N/P de 20, obtenu en considérant l'ensemble de la colonne d'eau et la totalité du bassin (Figure 22A), est cohérent avec les rapports élevés généralement attribués à la Méditerranée (Béthoux et al., 1998 ; McGill, 1961 ; Moutin et Raimbault, 2002 ; Pujo-Pay et al., 2011). Les eaux intermédiaires et profondes (150 m – fond) présentent un rapport N/P de 15,3, proche du Redfieldien. Toutefois, la séparation du bassin en deux parties (est et ouest à 3,5 °E, limite des gyres ouest et est du bassin (Mallil et al., 2022 ; Testor et Gascard, 2005)) montre que la partie orientale présente un rapport N/P de 16,11 (Redfieldien) (Figure 22C), tandis que la partie occidentale affiche un rapport de 13,8 (Figure 22B). Le rapport N/P Redfieldien observé dans la partie orientale du bassin algérien pourrait s'expliquer par la présence d'organismes siliceux, comme le suggère la bonne corrélation entre Si/N et Si/P (Si/P

= 20), contrairement à la partie occidentale du bassin où aucune corrélation n'a été observée.

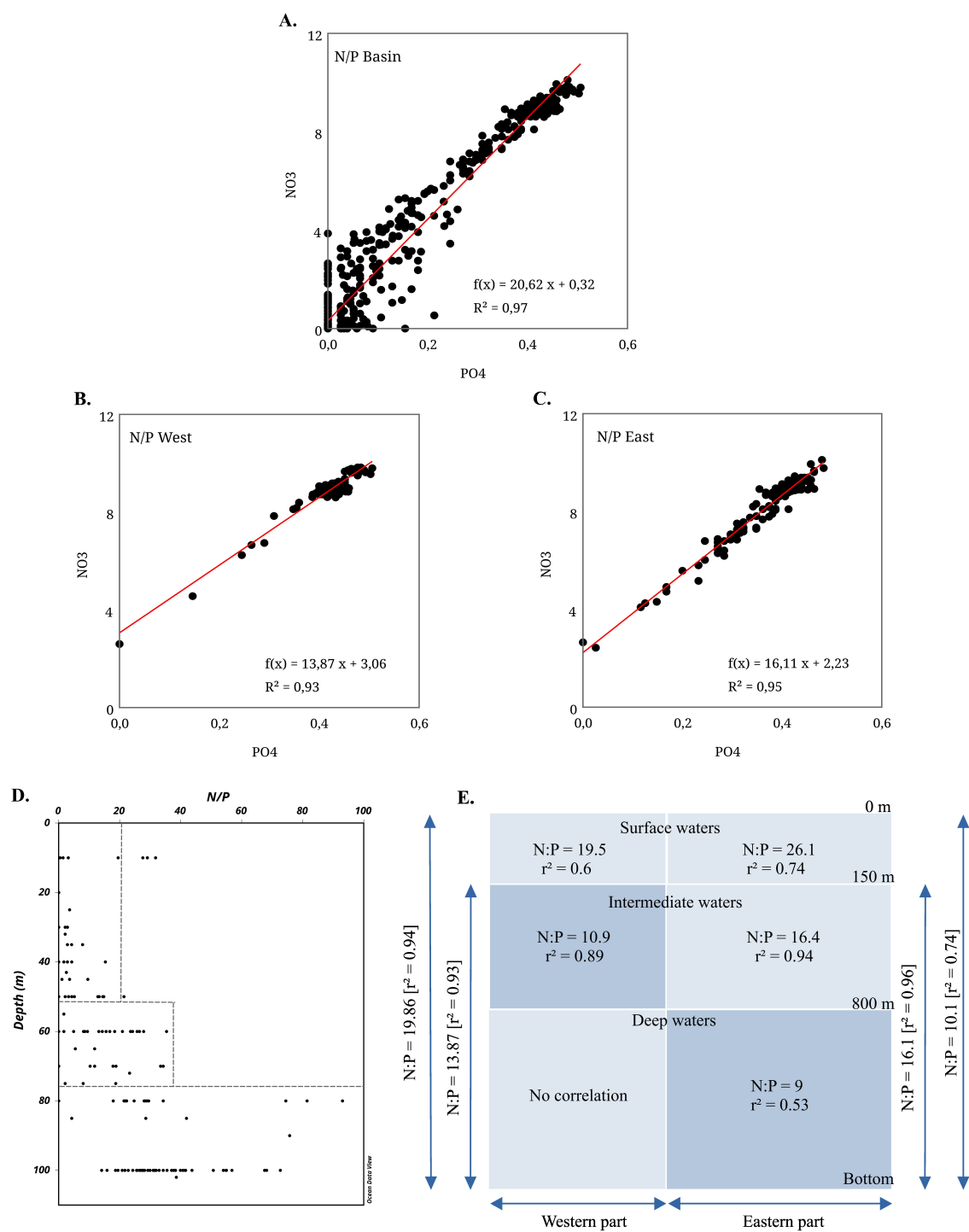


Figure 22 : Rapports N/P dans le bassin algérien : A/ l'ensemble de la colonne d'eau et le bassin, B/ les eaux intermédiaires et profondes (150 m – fond), la partie occidentale du bassin, C/ les eaux intermédiaires et profondes (150 m – fond) de la partie orientale du bassin, D/ distribution du rapport N/P dans la couche superficielle de l'ensemble du bassin, E/ schéma récapitulatif

3.2.3 Pigments et distribution du phytoplancton

3.2.3.1 Abondance des pigments phytoplanctoniques

Un total de 22 pigments phytoplanctoniques ont été identifiés au cours de cette étude. La Figure 23 illustre les concentrations intégrées (sur les 120 premiers mètres de la colonne d'eau) et les concentrations maximales des principaux pigments pour les clusters 1 et 2 (se référer à la Table 2 de l'annexe 4 pour voir les concentrations intégrées de toutes les stations).

Les concentrations maximales de Chl a étaient similaires, avec 2,1 mg/m³ dans le cluster 1 et 2,22 mg/m³ dans le cluster 2. Cependant, les concentrations intégrées étaient environ deux fois plus élevées dans le cluster 2 que dans le cluster 1, et cette tendance se retrouve pour la majorité des autres pigments (sauf pour DVChl a et b), où, la quantité de pigments dans le cluster 2 est toujours supérieure à celle du cluster 1.

Le pigment Hex est le plus abondant, avec des concentrations intégrées de 11,85 mg/m² dans le cluster 2 et de 6,8 mg/m² dans le cluster 1. Il est suivi par la Fuco (7,26 mg/m² dans le cluster 2 contre 3,7 mg/m² dans le cluster 1), la Chl_{c1c2} (6,22 mg/m² dans le cluster 2 contre 3,6 mg/m² dans le cluster 1), le But (5,58 mg/m² dans le cluster 2 contre 3,4 mg/m² dans le cluster 1), et la Chl b (5,3 mg/m² dans le cluster 2 contre 3,2 mg/m² dans le cluster 1). Les concentrations des pigments Chl_{c3}, Zea, Peri, et DVChl a sont similaires, oscillant entre 3 et 4 mg/m²). Les pigments les moins abondants sont la Ddx, l'Allo (présent uniquement dans le cluster 2), et DVChl b, tandis que les pigments les moins significatifs sont la Diat, la Pras, la Viol, et la Neox, avec des concentrations inférieures à 1 mg/m².

Dans le cluster 1, les concentrations maximales des pigments Fuco, Chl_{c3}, Chl_{c1c2}, et DVChl b sont supérieures à celles observées dans le cluster 2 (1,05 vs 0,72 ; 0,3 vs 0,25 ; 0,35 vs 0,29 ; 0,14 vs 0,05 mg/m³, respectivement), suggérant une présence plus notable de diatomées et de *Prochlorococcus*.

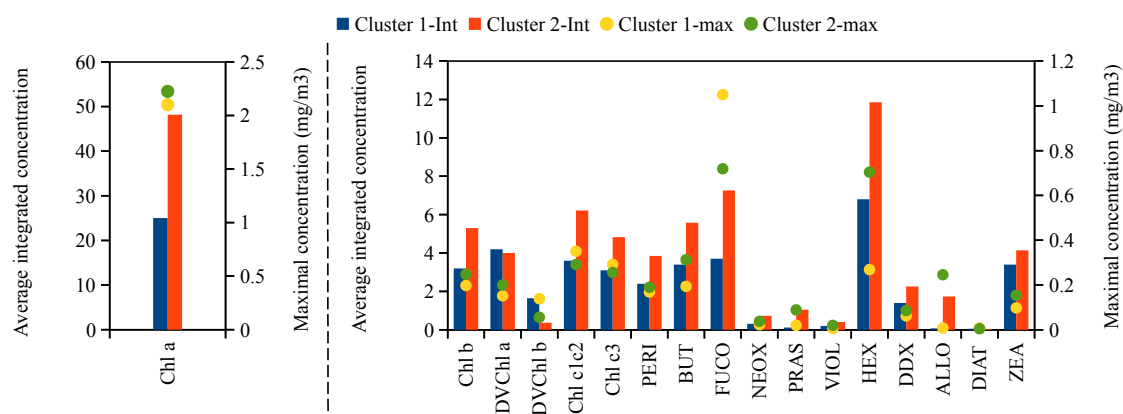


Figure 23 : Concentrations moyennes intégrées (mg/m^2) (bâtonnets rouges et bleus) et concentrations maximales (mg/m^3) (points jaunes et verts) des principaux pigments dans les deux clusters 1 et 2. Noter la différence d'échelle entre la Chl a et les autres pigments

3.2.3.2 Répartition des pigments phytoplanctoniques

La dynamique des principaux pigments a été étudiée en analysant leur distribution verticale dans la colonne d'eau ainsi que leurs concentrations intégrées sur les 120 premiers mètres, le long des transects ouest-est (WE) et est-nord-est (ENE). (Figure 24).

La concentration de TChl a s'approfondit d'ouest en est, suivant la nutricline et l'atténuation de la lumière, comme le suggèrent Mignot et al. (2014). Dans la partie ouest du bassin, le maximum de TChl a se situe à environ 20 à 35 m de profondeur (stations 3-3 et 3-7), désigné ci-après comme maximum profond ouest (WDM), et, dans une moindre mesure, autour de 100 m de profondeur (station 3-7). Dans la partie centrale, deux maxima de TChl a sont observés : le premier est situé à 50 m de profondeur (station 2-19) et est désigné comme premier maximum profond central (CDM1) ; le deuxième est observé à 60 m (stations 4-3 et 4-4) et est désigné comme deuxième maximum profond central (CDM2). Dans la partie orientale, le maximum de TChl a est observé à une profondeur de 75 m à la station 1-11, désigné comme maximum profond oriental (EDM). Le long du transect ENE, les

concentrations maximales se situent à 60 m de profondeur (stations 1-15 et 4-11) et s'approfondissent légèrement vers le nord, atteignant 70 m à la station 4-14.

Les concentrations intégrées de la TChl a diminuent de 70-80 mg/m² à 20-30 mg/m² dans l'ouest, puis augmentent dans la partie centrale pour atteindre des valeurs de 60,81 et 59,95 mg/m² (stations 2-19 et 4-4, respectivement) (Figure 24A). Les concentrations fluctuent autour de 20-30 mg/m² dans la partie orientale, à l'exception de la station 1-11, où une valeur de 65,88 mg/m² est atteinte. Pour le transect ENE, les concentrations se situent majoritairement entre 20 et 44 mg/m², avec une légère augmentation vers le nord (Figure 24A).

La distribution du pigment Hex suit celle de la TChl a, à l'exception de son absence dans le WDM à 100 m de profondeur. Le maximum de Hex est associé au CDM2 (station 4-4) et, dans une moindre mesure, au maximum situé au nord, à la station 4-11 (Figure 24B). Les concentrations intégrées de Hex diminuent légèrement dans la partie occidentale (de 10,91 à 6,27 mg/m²), puis augmentent dans la partie centrale avec des valeurs atteignant 12 mg/m² à la station 2-19 et 22 mg/m² à la station 4-4. Enfin, les concentrations diminuent et se stabilisent autour de 5,55 à 10 mg/m² aux stations de l'est et du nord-est (Figure 24B). Les niveaux du pigment But sont également significatifs, avec une valeur moyenne de 4,12 mg/m², mais généralement inférieurs à ceux de l'Hex. Les résultats indiquent que le pigment But persiste en profondeur après la disparition de l'Hex, parallèlement à l'accumulation de nitrate, entraînant une augmentation du rapport But/Hex avec la profondeur. Cela suggère l'importance des pélagophytes en profondeur.

Le pigment Fuco présente une distribution spécifique et suit la tendance d'approfondissement ouest-est de la TChl a (Figure 24C). Les concentrations maximales suivent celles de la TChl a, en particulier dans l'est du bassin (EDM). Les concentrations intégrées imitent celles de la TChl a avec des valeurs comprises entre 1,7 et 12,5 mg/m² dans les parties occidentale et centrale, et des valeurs faibles (environ 1 mg/m²) dans la partie orientale, à l'exception des stations 1-13 et 1-11, où les concentrations augmentent pour atteindre 7,42 et 28,3 mg/m²,

respectivement. De faibles valeurs ($0,94 - 5,86 \text{ mg/m}^2$) sont observées sur le transect ENE (Figure 24C). Les concentrations maximales sont observées dans les eaux enrichies en nutriments, en particulier à l'est (EDM).

Les concentrations de Peri suivent la même tendance que celle de la TChl a, à l'exception de son absence dans le maximum profond ouest (100 m). Les concentrations maximales correspondent aux maxima WDM, CDM1, CDM2, ainsi qu'aux maxima du nord (stations 4-1, 4-14). Les valeurs les plus élevées des concentrations intégrées sont observées dans la partie centrale, atteignant 8 mg/m^2 à la station 2-19 et $6,5 \text{ mg/m}^2$ à la station 4-4. En revanche, la partie orientale présente de faibles valeurs, comprises entre 1 et $2,5 \text{ mg/m}^2$.

La distribution de Zea diffère de celle de la TChl a, avec un maximum peu profond à l'ouest (10 m aux stations 3-3 et 3-7). Les concentrations maximales atteignent 40 à 50 m de profondeur à l'est du bassin (Figure 24D). Les concentrations intégrées varient entre $2,54 \text{ mg/m}^2$ à l'extrême est (station 1-11) et $5,76 \text{ mg/m}^2$ à l'ouest (station 3-7). Le pigment Zea se retrouve principalement dans les couches superficielles du bassin, au-dessus des nutriclines.

DVChl a présente une distribution spécifique. Les concentrations maximales se situent dans la couche de 50 à 80 m de profondeur pour le transect WE, dans les parties centrale et orientale (stations 4-4 et 2-1), et s'approfondissent vers le nord, de 50 m (station 1-15) à 95 m (stations 4-13) (Figure 24E). Les concentrations intégrées augmentent vers l'est, passant de $2,72$ à 4 mg/m^2 à l'ouest pour atteindre des valeurs maximales de $7,51$ à $5,76 \text{ mg/m}^2$ dans les parties centrale et orientale, respectivement, puis diminuent dans l'extrême est pour atteindre la valeur minimale de $1,42 \text{ mg/m}^2$ à la station 1-11. Dans le transect ENE, les valeurs varient autour de $3,86$ et $5,77 \text{ mg/m}^2$. Le pigment DVChl b se distingue par sa présence en profondeur (70 à 100 m), particulièrement dans les parties ouest et nord-est du bassin, avec des concentrations intégrées comprises entre $0,12$ et $3,77 \text{ mg/m}^2$. Il a été observé que les pigments DVChl a et b se retrouvent dans la zone d'accumulation des nitrates, où les rapports N/P peuvent atteindre des valeurs allant jusqu'à 40.

Le pigment Chl b suit la distribution de la TChl a dans le BA. Nous avons observé la présence de petites quantités de lutéine, de violaxanthine, de néoxanthine et de prasinoxanthine, qui présentent une distribution similaire à celle de la Chl b, indiquant la présence de chlorophytes, de prasinophytes et d'euglénophytes (Jeffrey et Vesk, 1997). En ce qui concerne les autres pigments (But, Ddx, Chl c_1c_2 , Chl c_3), ils suivent la même tendance que la TChl a, avec une concentration maximale généralement alignée sur celle de la TChl a, à l'exception de l'Allo, qui apparaît exclusivement dans la partie occidentale du bassin (stations 3-3 et 3-7).

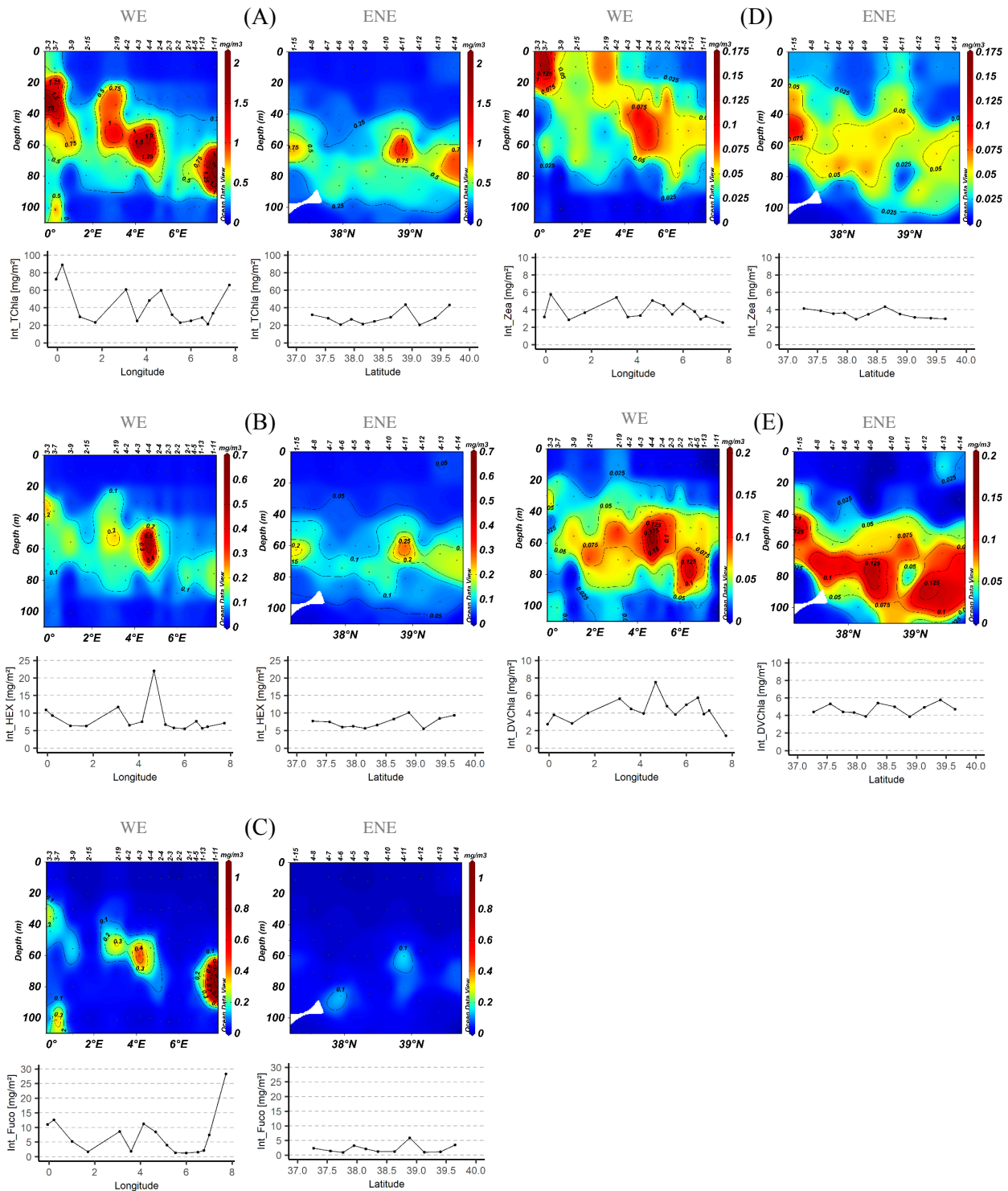


Figure 24 : Distribution verticale des pigments : chlorophylle a totale (A), 19'-Hexanoyloxyfucoxanthine (B), fucoxanthine (C), zéaxanthine (D), divinyl-chlorophylle a (E), exprimés en mg/m^3 avec leurs concentrations intégrées respectives (mg/m^2) sur la couche 0 – 120 m, représentée sur les deux transects WE et ENE

Afin d'exploiter pleinement les données de pigments récoltées lors de la campagne, nous avons exploré les stations qui ne font pas partie des sections WE et ENE. Des valeurs élevées de TChl a ont été détectées au centre du bassin pour les stations du cluster 2 : 2-6 ($2,4 \text{ mg/m}^3$ à 50 m), 2-7 ($2,11 \text{ mg/m}^3$ à 45 m), 2-9 ($1,3 \text{ mg/m}^3$ à 50 m), ainsi que pour les stations 2-14 (à 60 m) et 3-2 (à 30 m) dans la partie ouest, avec des valeurs de TChl a de $1,45$ et $1,30 \text{ mg/m}^3$, respectivement. Une biomasse élevée a été observée à ces stations notamment à la station 2-6, où le taux de TChl a intégrée est d'environ 78 mg/m^2 , associé à des concentrations élevées de certains pigments phytoplanctoniques : Hex ($19,72 \text{ mg/m}^2$), Fuco (19 mg/m^2) et But (13 mg/m^2), indiquant la dominance des prymnesiophytes, des diatomées et des pélagophytes, respectivement. D'autres exemples sont présentés dans le Tableau 9.

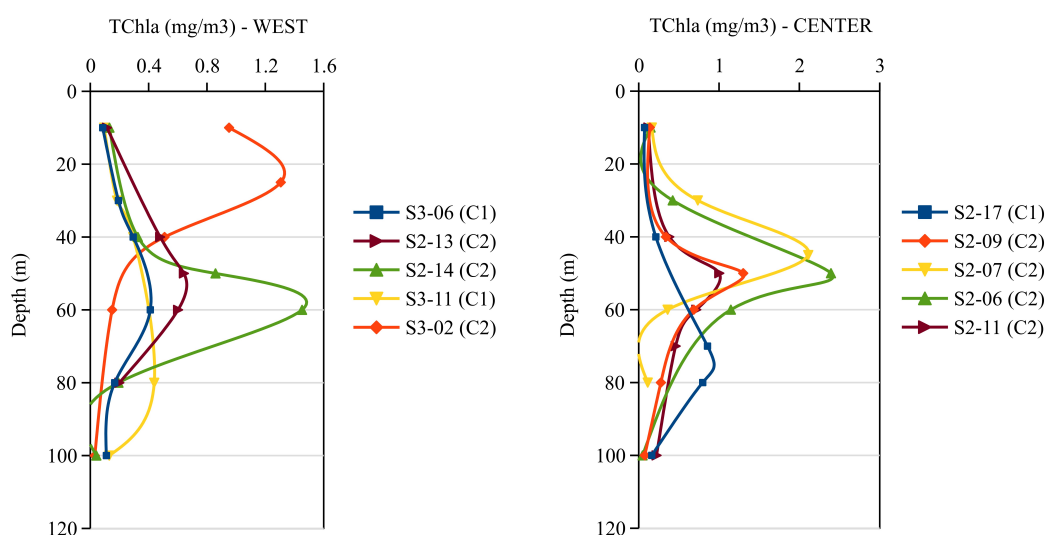


Figure 25 : Concentrations de la TChl a (mg/m^3) en fonction de la profondeur pour les stations hors sections WE et ENE, pour les parties ouest et centre du bassin. Noter la différence d'échelle. C1 et C2 représentent les clusters 1 et 2, respectivement

Tableau 9 : Concentrations intégrées (mg/m²) des différents pigments majeurs rencontrés dans les stations hors sections WE et ENE. Les valeurs en gras représentent les pigments majeurs au niveau des DCM

Station	cluster	Chlc ₃	Chlc ₁ c ₂	But	Fuco	Allo	Hex	DVChlb	Chlb	DVChla	TChla
2-6	2	7,72	9,37	12,9	18,94	1,36	19,72	0,09	5,58	5,62	77,84
2-7	2	6,86	7,33	5,19	8,55	0,46	16,16	0,68	6,15	4,69	57,2
2-9	2	5,38	4,79	5,45	3,13	0,36	11,91	0	6,57	2,76	39,74
2-14	2	5,13	5,06	5,84	2,93	0,17	18,38	0,25	5,88	4,15	45,37
2-17	1	4,82	5,19	4,38	6,94	0,1	9,17	4,1	4,26	5,01	39,17
3-2	2	2,92	5,97	3,53	4,88	7,45	5,85	0	3,32	0	51,04

3.2.3.3 Indices photo-pigmentaires

Le BA a été divisé en quatre régions représentatives : ouest, centre, est et nord-est. Les données ont ensuite été moyennées pour chaque région afin de faciliter la comparaison entre les différentes zones du bassin. Les parties occidentale et centrale comprennent des stations du cluster 1 (MAW) et du cluster 2 (AW), tandis que les parties est et nord-est ne comprennent que des stations du cluster 1 (MAW). La Figure 26 montre la distribution des indices photo-pigmentaires en fonction de la profondeur dans les quatre régions représentatives du bassin.

Le rapport TChla/Tpig est stable dans tout le bassin, avec des valeurs moyennes d'environ 0,47. La variation la plus importante se situe dans la couche superficielle de la région ouest, avec des valeurs comprises entre 0,48 et 0,57 (Figure 26A, B).

Dans l'ensemble du bassin, le rapport PPC/Tpig diminue de manière constante avec l'augmentation de la profondeur. Des variations notables sont particulièrement évidentes dans la couche de 0 à 20 m des régions ouest et centrale, où des valeurs maximales de 0,3 et 0,35 sont observées (Figure 26A, B). Au-delà de 50 m, les valeurs restent relativement stables, fluctuant entre 0,03 et 0,15. Les pigments Allo et Zea sont les plus abondants dans la couche

de surface à l'ouest du bassin, contribuant respectivement à 32 % et 34 % des PPC, ce qui reflète une forte contribution des cryptophytes ainsi que des *Synechococcus* et/ou des prasinophytes à la biomasse phytoplanctonique.

Contrairement au rapport PPC/Tpig, le rapport PSC/Tpig augmente régulièrement avec la profondeur dans l'ensemble du bassin. Les valeurs les plus faibles sont observées dans les couches superficielles des régions ouest et centrale, allant de 0,12 à 0,18. En revanche, les valeurs dans les régions est et nord-est se situent autour de 0,22 à 0,25 et restent relativement constantes avec la profondeur (Figure 26C, D). Des variations notables se produisent dans les secteurs ouest et central du bassin en dessous de 20 m, où les ratios atteignent 0,28. À 100 m de profondeur, les valeurs maximales (~ 0,3) sont atteintes dans les quatre régions du bassin. Les contributions les plus élevées aux PSC proviennent du pigment Hex (41 % contre 17 % pour But) dans les parties ouest et centrale, tandis que dans les parties est et nord-est, l'Hex (17 %) et la Fuco (15 %) sont les principaux contributeurs aux PSC, par rapport à But (9 %). Dans l'ensemble du bassin, la couche de 0 à 60 m présente des valeurs relativement faibles pour la TChl b et la TChl c ($< 0,1$), avec une variation minimale et une légère augmentation avec la profondeur. Des changements significatifs ne sont observés qu'en dessous de 60 m, en particulier au niveau du DCM. Des variations marquées sont observées dans la TChl b, surtout dans les régions est et nord-est du bassin, avec des valeurs maximales de 0,18 et 0,26, respectivement (Figure 26C, D).

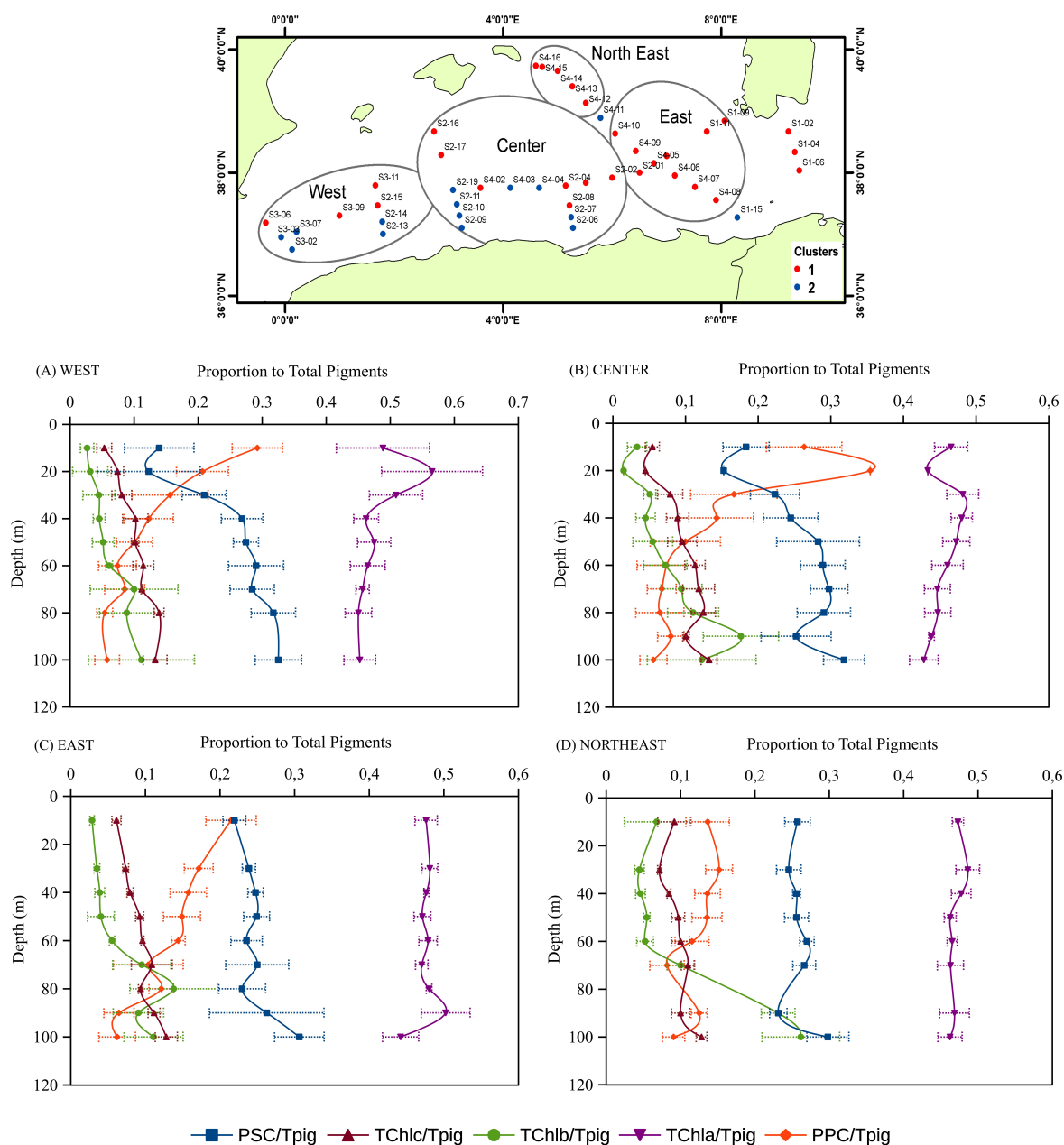


Figure 26 : Distribution verticale des indices photo-pigmentaires dans les quatre régions du BA. (A) ouest, (B) centre, (C) est, (D) nord-est. Les barres correspondent aux écart-types

3.2.3.4 Distribution du phytoplancton

3.2.3.4.1 Distribution du phytoplancton selon les classes de taille

Une première analyse de la distribution du phytoplancton a été réalisée en estimant les proportions de biomasse pour chaque classe de taille dans les régions définies du BA, selon les catégories définies par Vidussi et al. (2001). Les résultats sont présentés dans le Tableau 10. Le nanophytoplancton constitue la classe dominante, représentant 44 % de la biomasse totale dans le BA, avec un maximum de 47 % à l'ouest et un minimum de 42 % à l'est. Le picophytoplancton représente 32 % de la biomasse totale, atteignant un maximum de 36 % au nord-est et un minimum de 28 % à l'ouest. Enfin, le microphytoplancton représente 24 % de la biomasse totale du bassin, avec un minimum de 18 % au nord-est et environ 25 % dans les trois autres secteurs.

Tableau 10 : Proportions de la biomasse phytoplanctonique basée sur les classes de taille dans le BA. BP-Pico : proportion de la biomasse du picophytoplancton, BP-Nano : proportion de la biomasse du nanophytoplancton, BP-Micro : proportion de la biomasse du microphytoplancton (Voir Table 1, annexe 3 pour les proportions au niveau de toutes les stations)

	BP-Pico	BP-Nano	BP-Micro
Ouest	28 %	47 %	25 %
Centre	31 %	45 %	24 %
Est	33 %	42 %	25 %
Nord-est	36 %	46 %	18 %
Proportion globale	32 %	44 %	24 %

3.2.3.4.2 Distribution verticale du phytoplancton

La Figure 27 montre la distribution verticale des groupes phytoplanctoniques pour chaque cluster et région du bassin. La biomasse est exprimée en tant que concentration de TChl a dérivée de CHEMTAX, en utilisant les concentrations des pigments mesurées à différentes profondeurs.

- **Partie occidentale du bassin :**

Cluster 1 (Figure 27A) : Dans les couches superficielles (de 10 à 20 m), les *Synechococcus* et les prymnésiphytes dominent. À partir de 30 m, *Prochlorococcus* est le groupe dominant du picophytoplancton, tandis que les prymnésiphytes et les dinoflagellés émergent. Au niveau du DCM (50 m), les diatomées prennent le dessus, avec la persistance des prymnésiphytes et des dinoflagellés, ainsi que l'émergence des chlorophytes et pélagophytes. À 70 m, les diatomées disparaissent sans affecter la biomasse totale, qui est compensée par une augmentation des *Prochlorococcus*, des prymnésiphytes, des chlorophytes et des pélagophytes. La biomasse diminue dans les couches sous-jacentes (80 à 100 m), principalement occupées par les diatomées et *Prochlorococcus*.

Cluster 2 (Figure 27B) : La biomasse est importante dans les couches supérieures (10 à 30 m), majoritairement occupées par les cryptophytes, suivies des diatomées, des dinoflagellés et des prasinophytes. Ces derniers atteignent leur maximum au DCM superficiel (30 m), qui correspond au WDM. Au-delà de 50 m de profondeur, la biomasse diminue, et la communauté se compose principalement de prymnésiphytes, de chlorophytes, et surtout de diatomées dans la couche à 100 m, où le maximum de TChl a ($\sim 0,4 \text{ mg/m}^3$) est observé (Figure 24A).

- **Partie centrale du bassin :**

Cluster 1 (Figure 27C) : Dans les couches supérieures de 10 et 30 m, la biomasse est dominée par les *Synechococcus* et les prymnésiphytes. À l'approche du DCM, la biomasse augmente avec l'émergence des dinoflagellés et des chlorophytes. La couche du DCM, correspondant au CDM1, est dominée par *Prochlorococcus* et les prymnésiphytes, tandis que les diatomées, les prasinophytes, les pélagophytes et les chlorophytes sont moins abondants. En dessous de 60 m, un autre DCM est observé, correspondant au maximum de TChl a enregistré dans la station 2-17 (Figure 25), dominé par les diatomées, suivies des prymnésiphytes et des *Prochlorococcus*, avec une persistance des pélagophytes, des chlorophytes, des dinoflagellés et des prasinophytes.

Cluster 2 (Figure 27D) : Une très faible biomasse est observée dans les couches de 10 et 20 m, dominées par *Synechococcus*, *Prochlorococcus* et les prymnesiophytes. Les cryptophytes dominant à 30 m, accompagnés de pélagophytes et de dinoflagellés. À l'approche du DCM (40 m), les prymnesiophytes et chlorophytes émergent. La couche du DCM, correspondant au CDM2, est dominée par les diatomées et les prymnesiophytes, suivies des dinoflagellés et des pélagophytes, ainsi que, dans une moindre mesure, de *Prochlorococcus*, des prasinophytes et des chlorophytes. En dessous du DCM, la biomasse diminue avec une dominance des pélagophytes et des chlorophytes en profondeur.

- **Partie orientale du bassin** (Figure 27E) :

Dans les couches superficielles (10 à 40 m), les prymnésiophytes et *Synechococcus* dominant, suivis, dans une moindre mesure, par *Prochlorococcus*, les dinoflagellés et les euglénophytes. À 50-60 m de profondeur, les chlorophytes émergent, tandis que *Synechococcus*, *Prochlorococcus*, les prymnésiophytes et les dinoflagellés persistent. Au niveau du DCM (70 m), correspondant à l'EDM, les diatomées dominant, suivies par les chlorophytes, les prymnesiophytes et, à un moindre degré, les pélagophytes. À 80 m, *Prochlorococcus*, les chlorophytes et les prymnesiophytes dominant, tandis que les diatomées prédominent en profondeur.

- **Région nord-est du bassin** (Figure 27F) :

Les couches superficielles de 10 à 40 m sont dominées par les prymnésiophytes, qui persistent dans les couches de 50 et 60 m, accompagnées de chlorophytes, de dinoflagellés, de *Synechococcus* et de *Prochlorococcus*. Au niveau du DCM (70 m), les chlorophytes et les dinoflagellés dominant, suivis, à un moindre degré, par les prymnesiophytes, les pélagophytes et *Prochlorococcus*. Ces derniers deviennent dominants dans les eaux sous-jacentes.

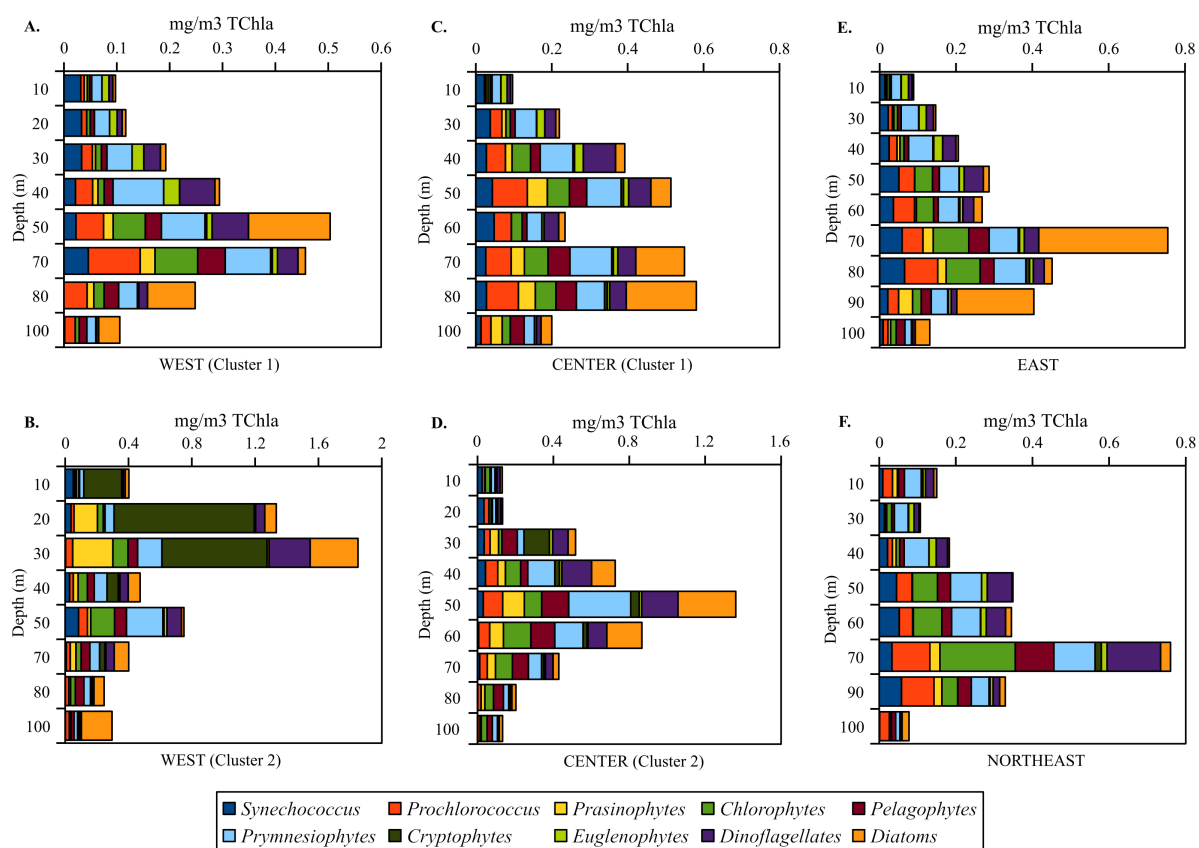


Figure 27 : Distribution verticale de la biomasse des groupes de phytoplancton (en tant que concentration de TChla dérivée de CHEMTAX en utilisant les concentrations de pigments en fonction de la profondeur) dans les régions représentatives du BA : OUEST (cluster 1) (A), OUEST (cluster 2) (B), CENTRE (cluster 1) (C), CENTRE (cluster 2) (D), EST (E), et NORD-EST (F). Noter les différentes échelles

Discussions

4 Discussion

Dans ce chapitre, nous examinons les régimes de production primaire dans le BA, qui jouent un rôle crucial dans la compréhension des interactions écologiques au sein de cet écosystème complexe. L'analyse des régimes de production permet d'évaluer comment les variations saisonnières et les facteurs environnementaux influencent la productivité primaire et, par conséquent, la structure trophique du bassin.

En parallèle, nous analyserons en profondeur les résultats obtenus concernant la distribution verticale des groupes phytoplanctoniques dans le bassin lors de l'été 2014. Nous examinerons également comment les variations de la biomasse phytoplanctonique sont influencées par des facteurs environnementaux tels que la stratification thermique, la disponibilité des nutriments et la lumière.

4.1 Régime de production primaire dans le bassin algérien

Dans cette partie, nous caractérisons les régimes de production primaire dans le BA en combinant l'analyse d'une archive d'images satellites de la chlorophylle, couvrant la période de 2002 à 2023, et des données in situ s'étalant de 1974 à 2014. En effet, si l'imagerie satellitaire est utile pour étudier la surface et offre une vue synoptique à grande échelle, elle ne fournit qu'une information partielle, car la profondeur de pénétration de la lumière dans la mer, nécessaire aux mesures par télédétection, ne dépasse généralement pas 20 m (Gordon et McCluney, 1975 ; Kirk, 1994 ; Lee et al., 2002). Or, la production en mer Méditerranée (et dans le bassin algérien) est souvent caractérisée par des maxima profonds (DCM) situés entre 50 et 75 m en moyenne. Cette approche intégrée a permis d'évaluer les régimes de production dans toute la colonne d'eau au niveau du bassin.

Le régime de production global du bassin présente un cycle saisonnier caractérisé par des maxima de production en hiver-printemps et des minima en été (Figure 28). Pendant les mois d'hiver, à cause des vents et des courants, le mélange de la colonne d'eau est très rapide et

intense, et la couche de mélange peut atteindre des profondeurs de 60 m en janvier-février (Harid et al., 2022). Ce phénomène entraîne un enrichissement en nutriments (Fani et al., 2014 ; Huertas et al., 2012 ; Pasqueron de Fommervault et al., 2015).

Dans notre étude, la colonne d'eau est homogène pendant les mois d'hiver et de printemps, comme le montrent les profils de densités, avec une disponibilité des nutriments sur toute la colonne d'eau, se traduisant par des concentrations relativement élevées en chlorophylle a. Avec l'arrivée de l'été, l'augmentation des températures atmosphériques entraîne la formation d'une thermocline saisonnière importante qui s'approfondit en automne. Cette couche limite les échanges entre les eaux superficielles et profondes, et les nutriments sont consommés lors de la photosynthèse dans la couche euphotique. La production régénérée domine (Selmer et al., 1993) et le maximum de production s'enfonce durant ces périodes, en réponses à l'enfoncement des nutriclines.

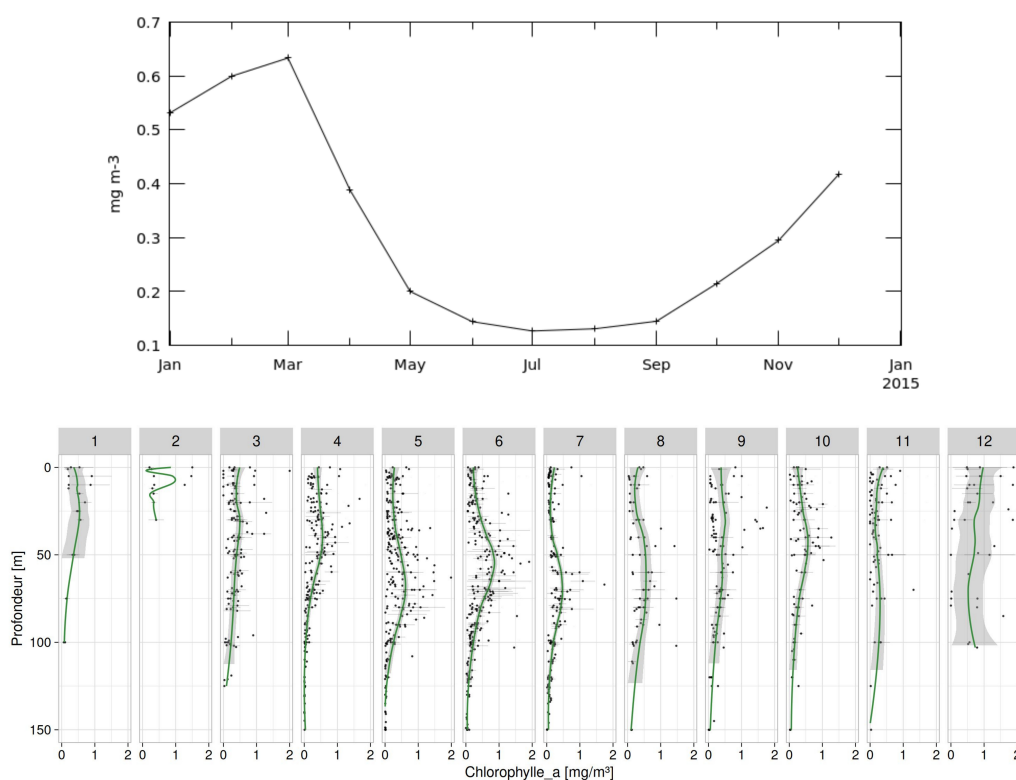


Figure 28 : Régime de production primaire dans le bassin algérien déduit à partir de la climatologie d'images satellitaires (haut), et par données in situ (bas). Les points noirs correspondent aux données, les barres aux écart-types et la bande en gris à un intervalle de confiance de 95 %

Le cycle annuel de production primaire dans les trois zones définies dans le bassin suit la même tendance que le régime global, avec deux différences à noter entre les régions. La production à l'ouest et au centre du bassin est plus intense en été et automne que dans l'est, ce qui est probablement lié au gradient croissant d'oligotrophie caractéristique du bassin, comme observé dans cette étude et par plusieurs auteurs (par exemple : Barbieux et al., 2022 ; Pasqueron de Fommervault et al., 2015). La deuxième différence notée réside dans le fait qu'en plus des DCM profonds observés dans les régions ouest et centre, la production en surface est importante tout au long de l'année. Ce phénomène peut s'expliquer par l'intense activité cyclonique permanente qui caractérise cette région du bassin, comme décrit par (Millot, 1999), et qui favorise les remontées d'eaux riches en nutriments.

Le signal de production des eaux superficielles est capté par la climatologie des images satellitaires qui montre des maxima en décembre, janvier, février et mars, mais qui atteint rapidement ses limites quand le maximum devient plus profond. C'est l'une des limites de l'étude de la production primaire par télédétection.

4.2 Distribution du phytoplancton dans le bassin algérien lors de la campagne SOMBA

4.2.1 Hydrologie

La couche superficielle (0-150 m) du BA est caractérisée par l'entrée d'eaux atlantiques (AW) à travers le front Almeria-Oran, avec une salinité d'environ 36,7. L'AW s'écoule le long de la côte algérienne et forme le courant algérien (CA) (Millot, 1999, 1985). Au-delà de 0° de longitude, l'instabilité du CA conduit souvent à la formation de méandres de quelques dizaines de kilomètres de longueur d'onde. Cependant, le courant continue à s'écouler le long du versant algérien jusqu'au canal de Sardaigne. Cette instabilité engendre fréquemment une série de « tourbillons côtiers » de 50 à 100 km de diamètre, clairement mis en évidence par la carte des anomalies d'élévation du niveau de la mer.

Lors de la campagne SOMBA, une activité à mésoéchelle intense a été observée dans le

bassin, avec des tourbillons cycloniques et anticycloniques visibles entre 0° et 2 °E. Ces observations corroborent les résultats de Millot (1985). Des filaments se détachent et s'étendent vers le nord du bassin, comme observé dans la Figure 20D relative à la salinité de surface, en accord avec les travaux de Morán et al. (2001). Cette région du bassin constitue une zone frontale haline quasi permanente, s'étendant vers le sud-est des îles Baléares à la Sardaigne, marquant la limite nord des eaux atlantiques, moins salées, propagées via les instabilités du courant algérien et les tourbillons algériens associés (Barral et al., 2021).

À l'ouest du BA, la région est sous l'influence de la mer d'Alboran. Plus précisément, la zone algérienne située à l'est du front Almeria-Oran est marquée par la présence d'un tourbillon cyclonique permanent, observable lorsque le transport dans la couche supérieure est suffisamment important (Renault et al., 2012). Ce phénomène, observé lors de la campagne SOMBA, se manifeste par des anomalies négatives de l'élévation du niveau de la mer. De plus, ce tourbillon affecte la colonne d'eau en provoquant la remontée d'eaux sous-jacentes, comme le confirme la présence de l'isopycne 28 kg/m³ à 40 m de profondeur.

La partie orientale du BA est l'une des zones les plus dynamiques à mésoéchelle de la Méditerranée (Millot, 1999). L'activité est marquée, au large du versant algérien, par des événements ressemblant à des tourbillons de haute mer avec une structure hydrologique indiquant un mouvement anticyclonique, correspondant à un tourbillon anticyclonique quasi permanent dans cette région (vers 6 °E). Ce tourbillon est identifiable sur la carte de SLA avec des élévations d'environ 30 cm et une empreinte dans la colonne d'eau allant jusqu'à 120 m (approfondissement des isopycnes et isothermes). Ces résultats sont cohérents avec ceux de plusieurs auteurs (Cotroneo et al., 2016 ; Millot, 1999, 1985 ; Pessini et al., 2018).

Puillat et al. (2002) ont également mis en évidence le circuit cyclonique des tourbillons algériens (AE) à l'est du BA. Nos résultats montrent une circulation cyclonique à l'est, visible en surface avec des valeurs négatives de SLA et dans la colonne d'eau par la remontée des isopycnes.

Testor et Gascard (2005) ont observé la formation de tourbillons sardes (SE) transportant les eaux intermédiaires (LIW) le long de la périphérie des tourbillons algériens (Mallil et al., 2022). Dans notre étude, l'effet de ce tourbillon est identifiable par une remontée des isopycnes à l'extrême est du bassin, près des côtes de la Sardaigne, atteignant une profondeur de 50 m.

Ces observations corroborent les résultats précédents (Font et al., 2004 ; Fuda et al., 2000 ; Millot, 1999 ; Olita et al., 2010), qui montrent que les tourbillons algériens influencent la dynamique des masses d'eau et provoquent des variations significatives dans la structure thermohaline de la colonne d'eau. Ces variations influencent la distribution des paramètres biogéochimiques, affectent les écosystèmes, et modulent l'activité biologique (Cotroneo et al., 2016 ; Olita et al., 2010 ; Taupier-Letage et al., 2003).

4.2.2 Nutriments

La Méditerranée est reconnue comme un bassin oligotrophe, avec un gradient décroissant de nutriments en direction de l'est (Pujo-Pay et al., 2011). Cette faible concentration en nutriments est principalement due à la circulation anti-estuarienne de la Méditerranée au niveau du détroit de Gibraltar, où les eaux profondes, riches en nutriments, sont exportées tandis que des eaux à faible concentration en nutriments sont importées (Béthoux et al., 2002 ; Coste et al., 1988 ; Huertas et al., 2012 ; Ibello et al., 2010 ; Ribera D'alcala et al., 2003 ; Tanhua et al., 2013). Selon Schroeder et al. (2010), l'exportation nette de nutriments de la Méditerranée vers l'Atlantique est d'environ 139 Gmol/an pour les nitrates et 4,8 Gmol/an pour les phosphates.

Dans notre étude, nous avons observé que la partie nord-ouest du BA se distingue par des concentrations élevées de phosphates sur toute la colonne d'eau. Cette tendance peut s'expliquer par la présence d'eaux anciennes, riches en phosphates, qui quittent le bassin via le front Almeria-Oran. L'abondance en nutriments se manifeste également dans les eaux de surface de la partie occidentale du bassin, avec des taux élevés en UAO, probablement dus à

l'effet combiné de : 1) l'enrichissement par les eaux atlantiques (Huertas et al., 2012) et/ou l'intense vorticité cyclonique qui en résulte, provoquant la remontée des nutriments des eaux intermédiaires (LIW) (Skliris et Beckers, 2009) ; 2) un DCM superficiel permettant un taux d'oxydation de la matière organique plus élevé à 100 m.

La campagne s'est déroulée en fin d'été, période caractérisée par une forte stratification et le développement de nutriclines bien définies dans le bassin, avec une phosphacline située autour de 100 m sous la nitracline, qui se trouve à environ 70 m. Le développement de ces nutriclines séparées est fréquemment observé en été, à la base de la couche de mélange. La séparation est plus marquée vers l'est en raison de l'augmentation de l'oligotrophie (Pujo-Pay et al., 2011). Un phénomène similaire a été rapport  par Alekseenko et al. (2014), à partir des résultats d'un modèle de distribution verticale des nutriments dans le nord-ouest de la Méditerranée. Selon ces auteurs, les profondeurs de ces nutriclines sont suffisamment proches de la surface pour assurer la disponibilité des nutriments nécessaires à une croissance active du phytoplancton.

4.2.3 Le rapport stœchiométrique N/P

Le rapport N/P est un indicateur clé de la dynamique des nutriments dans les écosystèmes marins. Dans le BA, un rapport élevé de 20 a été observé, calculé en considérant l'ensemble du bassin. Ce rapport soulève des questions importantes sur la dynamique des nutriments et l'efficacité de leur utilisation. Ce ratio suggère une utilisation incomplète des nitrates par le phytoplancton, ce qui pourrait être attribué à un déficit en phosphate à la base de la couche photique, comme l'ont noté Diaz et Raimbault. (2000).

Moutin et Prieur. (2012) soulignent que ces rapports sont étroitement liés à la nature et à la quantité des apports externes de nutriments, ainsi qu'aux très faibles taux de dénitrification observés dans cette région. En effet, la bonne oxygénation des eaux méditerranéennes, avec un minimum d'oxygène mesuré supérieur à 164 $\mu\text{mol/kg}$ (lors de la campagne SOMBA), joue un rôle crucial dans ce processus (Krom et al., 2004).

Par ailleurs, d'autres études ont proposé que des apports significatifs d'azote atmosphérique

pourraient également contribuer à ce déséquilibre (Herut et al., 1999 ; Krom et al., 2010). Ribera D'alcala et al. (2003) estiment que ces apports représentent entre 17 % et 43 % de l'azote disponible, avec une estimation plus précise par Ibello et al. (2010) qui situe cette contribution entre 24 % et 32%. Ainsi, il apparaît clairement que les apports externes enrichis en azote influencent la stoechiométrie non redfieldienne de la Méditerranée, créant un déséquilibre en nutriments qui pourrait avoir des implications significatives pour la productivité primaire et la structure trophique de cet écosystème marin (Huertas et al., 2012).

Une hypothèse initiale suggérait que le rapport N/P redfieldien observé dans la région orientale du bassin pouvait résulter de la présence d'espèces siliceuses. Cette hypothèse reposait sur un rapport Si/P de 20 et une concentration élevée en fucoxanthine. Notre étude a révélé une forte dominance des diatomées dans les couches de subsurface (~100 m) des régions centrale et orientale du bassin, corroborant ainsi cette hypothèse. Ce constat est également soutenu par les travaux de Béthoux et al. (2002), qui indiquent qu'un rapport Si/P de 21 pourrait être la signature chimique d'une communauté phytoplanctonique dominée par les diatomées. De plus, il est bien établi que les diatomées et leurs prédateurs suivent plus fidèlement les rapports de Redfield par rapport aux organismes de plus petite taille, lesquels pourraient jouer un rôle sous-estimé, même dans les eaux très oligotrophes de la Méditerranée (Crombet et al., 2011).

L'afflux de LIW en provenance de la Méditerranée orientale pourrait également jouer un rôle déterminant dans la modulation des rapports N/P dans la partie orientale du bassin. La Méditerranée orientale est en effet reconnue comme une source majeure de nutriments pour la Méditerranée occidentale (Béthoux et al., 1998 ; Krom et al., 2004 ; Ribera D'alcala et al., 2003 ; Schroeder et al., 2010). Des études basées sur des traceurs (Roether et Schlitzer, 1991) indiquent que les LIW pénètrent dans le bassin occidental via le détroit de Sicile, avec des concentrations d'environ 4,5 μM pour les nitrates, 0,19 μM pour les phosphates, et 6 μM pour les silicates. Schroeder et al. (2010) estiment ces concentrations à 5, 0,3 et 6 μM respectivement, et identifient le Golfe du Lion ainsi que, probablement, la Mer Ligure comme

des sources importantes de nutriments pour le bassin algérien, qui joue le rôle de puits.

Le faible rapport N/P dans la partie occidentale du BA peut s'expliquer par une diminution des concentrations d'azote et/ou à une augmentation des concentrations de phosphore. La concentration en azote est influencée par des processus biologiques tels que la dénitrification et la fixation de N_2 , tandis que la concentration en phosphore est principalement affectée que par l'équilibre entre les apports fluviaux et la sédimentation (Gruber et Sarmiento, 1997). Cependant, l'hypothèse d'une dénitrification réduisant les teneurs en NO_3^- est peu probable, étant donné la bonne oxygénation des eaux du BA ($O_2 > 164 \mu\text{mol/kg}$). De plus, l'hypothèse d'un apport supplémentaire en azote par la fixation de N_2 est contredite par les faibles contributions de *Synechococcus* dans la partie ouest du bassin. Ce constat est corroboré par les travaux d'Ibello et al. (2010), qui ont montré de faibles taux de fixation de N_2 , variant peu en fonction de la profondeur et de la longitude.

L'hypothèse la plus plausible est une abondance de phosphore dans la partie ouest du bassin, associé à une limitation plus sévère vers l'est. Selon Huertas et al. (2012), l'afflux atlantique n'est pas appauvri en nutriments et contient des niveaux significatifs de phosphates, ce qui explique le très faible ratio N:P trouvé dans le détroit de Gibraltar (11:1) (Huertas et al., 2012 ; Navarro et al., 2006 ; Ramírez et al., 2005). De plus, la distribution des phosphates dans notre étude montre des concentrations relativement élevées dans les eaux superficielles et profondes de la région ouest du bassin. De même, Ibello et al. (2010) en analysant des données collectées au printemps 2007, ont trouvé des concentrations de phosphates relativement plus élevées dans le bassin d'Alboran, notamment dans les eaux situées au-dessus du DCM. En outre, les apports de phosphore par les précipitations (Migon et Sandroni, 1999) ou par le dépôt de poussière saharienne (Bergametti et al., 1992) semblent être plus importants en été.

Pendant longtemps, le phosphore a été considéré comme l'élément limitant en Méditerranée (Krom et al., 1991 ; Thingstad et al., 1998). Cependant, des travaux récents ont mis en évidence une limitation en azote, voire une co-limitation par l'azote et le phosphore pour

l'ensemble du bassin méditerranéen (Tanaka et al., 2011 ; Thingstad et al., 2005). Nos résultats suggèrent une limitation en phosphore principalement dans la partie orientale du bassin. En effet, une tendance marquée de concentrations en nitrates proches de zéro dans la couche de surface, accompagnée de la présence de phosphates (0,2 à 0,7 $\mu\text{mol/l}$), est observée dans le bassin occidental ($\text{N/P} = 19,5$ contre 26,1 à l'est). Cela pourrait indiquer soit une reminéralisation rapide du phosphore dans cette couche, soit des apports atmosphériques.

Par ailleurs, l'étude de la distribution des nutriments montre une homogénéité des concentrations en nitrates sur l'ensemble du bassin, tandis que celles des phosphates présentent une grande variabilité. Ceci suggère que les mêmes processus contrôlent probablement les concentrations en nitrates dans tout le bassin, tandis que les phosphates pourraient être le facteur influençant le rapport N/P. Une explication potentielle des concentrations relativement élevées de phosphates dans la partie occidentale du bassin pourrait être l'augmentation des niveaux de phosphates dans les eaux profondes de la Méditerranée occidentale, telle qu'observée par (Béthoux et al., 2002, 1998). Ces auteurs attribuent ces changements aux activités anthropiques, notamment à l'augmentation des apports de phosphates d'origine humaine. En effet, le changement climatique pourrait également jouer un rôle important en modifiant l'état des nutriments en Méditerranée, en influençant les taux d'apports totaux et/ou la stoechiométrie des nutriments, ce qui affecterait non seulement l'activité et la diversité microbiennes, mais aussi l'ensemble de l'écosystème (Crispi et al., 2001 ; Turley, 1999).

4.2.4 Contribution du phytoplancton à la TChl a

Dans cette étude, les pigments phytoplanctoniques ont été utilisés pour analyser la répartition des groupes phytoplanctoniques dans le BA durant l'été 2024. Cette section discute des contributions des groupes phytoplanctoniques à la TChl a, calculées à partir des concentrations intégrées, présentées dans la Figure 29 et le Tableau 11. Les résultats révèlent une prédominance du nano et microphytoplancton, représentant 73 % de la communauté

phytoplanctonique dans le BA. L'indice dérivé des pigments de Vidussi et al. (2001) a été utilisé pour déterminer la composition pigmentaire moyenne au sein de chaque classe de taille. Nous avons comparé nos résultats avec les proportions de Vidussi et al. (2001), par exemple la somme de nos *Synechococcus*, *Prochlorococcus*, et prasinophytes avec les proportions de Vidussi et al. (2001), calculées en utilisant la Zea et la TChl b. Les tendances observées étaient similaires (picophytoplancton : 27 % vs 32 %, nanophytoplancton : 42,5 % vs 44 %, microphytoplancton : 30,5 % vs 24 %).

Des similitudes et des différences notables ont été observées entre les clusters 1 et 2. Dans la gamme du nanoplancton, les prymnésiphytes représentent le groupe le plus abondant dans le bassin, avec une contribution de 16 % dans les deux clusters (Figure 29 et Tableau 11). Ces résultats sont en accord avec d'autres études menées en Méditerranée (Barlow et al., 1997 ; Bustillos-Guzman et al., 1995 ; Claustre et al., 1994 ; Marty et al., 2008 ; Vidussi et al., 2001). Ils confirment également l'ubiquité de cette classe d'algues, observée dans diverses régions telles que l'océan Atlantique (Barlow et al., 1993 ; Claustre et Marty, 1995 ; Gibb et al., 2001), l'océan Pacifique (Everitt et al., 1990 ; Miranda-Alvarez et al., 2020 ; Ondrusek et al., 1991) et la mer du Nord (Gieskes et Kraay, 1986).

Les chlorophytes et les pélagophytes ont contribué davantage à la TChl a dans le cluster 1 par rapport au cluster 2, avec des pourcentages respectifs de 12 % et 8 % contre 9 % et 6 %. En revanche, les prasinophytes ont contribué de manière égale dans les deux clusters, représentant 6 % de la TChl a. Cette répartition corrobore la forte concentration de TChl b observée dans le bassin durant la campagne. L'analyse CHEMTAX a révélé une très faible contribution des euglénophytes (3 %) dans l'ensemble du bassin.

Bien que les cryptophytes représentent seulement 6 % de la TChl a, ils dominent la partie occidentale du bassin, notamment aux stations 3-3, 3-2, et 3-7 (Figure 29). Leur contribution est similaire à celle des chlorophytes dans le cluster 1 (12 %). La présence notable des cryptophytes dans la partie occidentale du bassin (11 %) concorde avec les observations de Novarino (2005), qui a identifié 11 espèces en Méditerranée occidentale, notamment dans la

mer d'Alboran et le long des côtes de Barcelone. Cette observation est d'autant plus intéressante que les cryptophytes sont souvent négligés dans les collectes de terrain en raison de la difficulté de leur préservation pour la microscopie.

Dans la catégorie du picoplancton, les *Synechococcus* et les *Prochlorococcus* présentent des contributions similaires, avec des proportions plus élevées dans le cluster 1 (14 % chacun) que dans le cluster 2 (8 % et 7 % respectivement pour *Synechococcus* et *Prochlorococcus*). Les valeurs observées dans le cluster 1 sont en accord avec les résultats de Marty et al. (2008) pour le nord-ouest de la Méditerranée, probablement en raison de la présence de la même masse d'eau, les MAW, dans les deux régions.

Concernant la classe du microplancton, les diatomées présentent les contributions les plus élevées à la TChl a dans le bassin, avec des proportions d'environ 14 % dans le cluster 1 et 22 % dans le cluster 2. Les dinoflagellés, bien que moins contributifs (environ 12 % dans les deux clusters), sont uniformément répartis à travers le bassin, contrairement aux diatomées dont la distribution et les contributions sont plus variables (Figure 29).

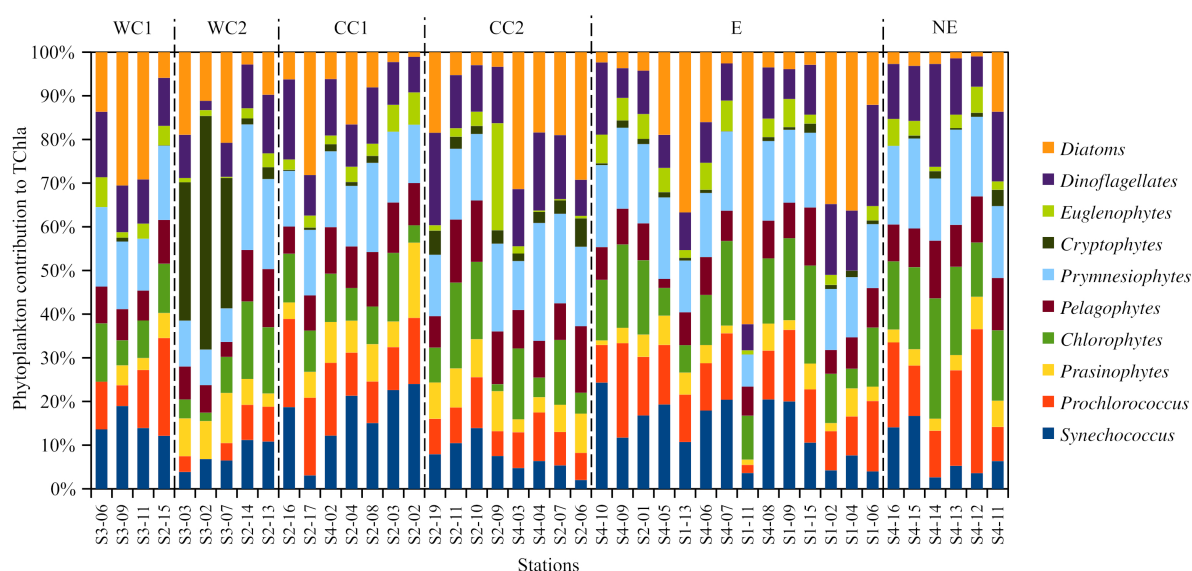


Figure 29 : Variation des contributions des groupes de phytoplancton dérivées de CHEMTAX en utilisant les concentrations intégrées des pigments dans les régions représentatives du bassin algérien. WC1 (cluster 1 ouest), WC2 (cluster 2 ouest), CC1 (cluster 1 centre), CC2 (cluster 2 centre), E (est) et NE (nord-est)

Tableau 11 : Contributions (%) des différentes classes de phytoplancton à la chlorophylle a, dérivées de CHEMTAX pour la campagne SOMBA dans les deux clusters, 1 et 2, représentant respectivement les MAW et AW

Classe phytoplanctonique	Contributions (%)	
	cluster 1 (MAW)	cluster 2 (AW)
<i>Diatomées</i>	14	22
<i>Dinoflagellés</i>	12	13
<i>Prymnésiophytes</i>	16	16
<i>Chlorophytes</i>	12	9
<i>Pélagophytes</i>	8	6
<i>Prasinophytes</i>	5	6
<i>Euglénophytes</i>	4	2
<i>Cryptophytes</i>	1	11
<i>Synechococcus</i>	14	8
<i>Prochlorococcus</i>	14	7

Les régions de forte productivité se caractérisent par une prédominance de cellules phytoplanctoniques de grande taille et un budget élevé en pigments photosynthétiques (PSC). À l'inverse, les zones de faible productivité montrent une diversité pigmentaire restreinte, marquée par une abondance de pigments photoprotecteurs (PPC) et une dominance de cellules phytoplanctoniques de petite taille (Gibb et al., 2000).

Les variations dans la structure de la communauté phytoplanctonique à travers le bassin se traduisent par des différences dans la composition pigmentaire entre les quatre régions étudiées. La proportion de TChl b est généralement faible, avec un maximum observé dans la partie nord-est du bassin (Figure 30A). Comme illustré dans la Figure 30C, cette augmentation de la proportion de TChl b dans l'ensemble pigmentaire total est corrélée à une hausse des proportions de chlorophytes, de *Prochlorococcus*, et, dans une moindre mesure, de prasinophytes. À l'inverse, la proportion de TChl c est plus élevée dans les régions ouest et centrale (Figure 30A), une tendance attribuée principalement à une plus grande abondance de diatomées et de dinoflagellés.

De manière similaire, la proportion de pigments associés aux grandes cellules phytoplanctoniques (PSC) est plus marquée dans les régions centrales et occidentales du bassin (Figure 30A). Cette augmentation des PSC est principalement liée à une présence accrue de prymnésiophytes, de diatomées et de dinoflagellés (Figure 30D).

Dans notre étude, les niveaux les plus élevés de pigments photoprotecteurs (PPC) ont été observés dans les parties occidentale et centrale du bassin, où les proportions de TChl a étaient également les plus élevées. Ce résultat contraste avec les observations de Gibb et al. (2000) dans les régions de forte productivité. Cependant, les proportions élevées de PPC peuvent s'expliquer par l'abondance remarquable de cryptophytes à l'ouest, ainsi que de *Synechococcus*, *Prochlorococcus* et prasinophytes dans la région centrale (Figure 29). Ces résultats corroborent les observations de Barlow et al. (2004) et soutiennent notre hypothèse selon laquelle les prasinophytes pourraient être une source supplémentaire de zéaxanthine, comme en témoigne leur proportion croissante parmi les PPC (Figure 30E).

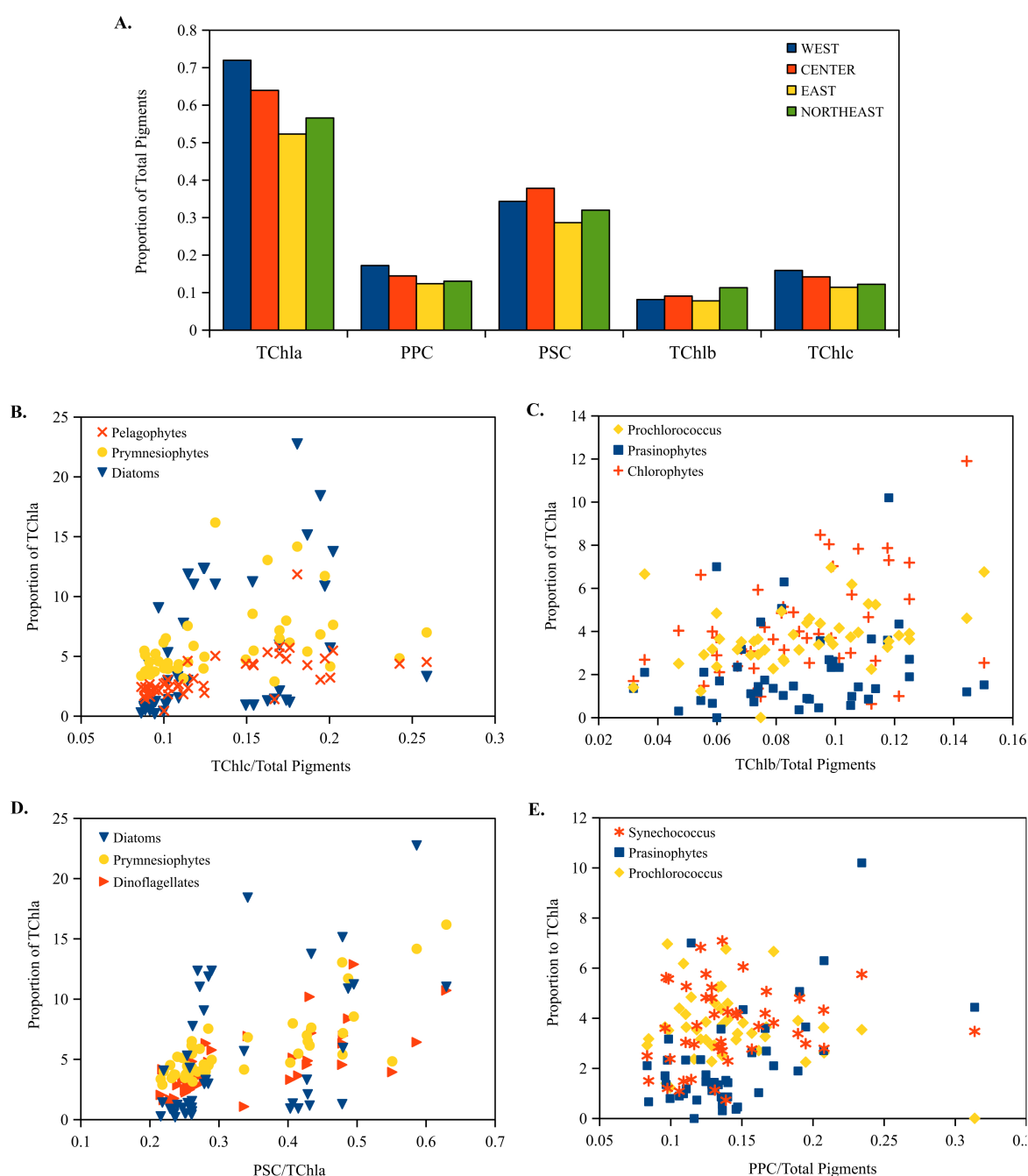


Figure 30 : Distribution des indices photopigmentaires (TChla : chlorophylle a totale ; TChlb : chlorophylle b totale ; TChlc : chlorophylle c totale ; PSC : caroténoïdes photosynthétiques ; PPC : caroténoïdes photoprotecteurs) dans les quatre régions du BA (A) et leurs relations avec certains groupes phytoplanctoniques (B-E)

4.2.5 Distribution du phytoplancton en relation avec le milieu

Une meilleure compréhension de la distribution du phytoplancton peut être obtenue en analysant sa répartition verticale dans le bassin, sur la base des résultats CHEMTAX dérivés des concentrations en fonction de la profondeur.

Dans cette étude, le rapport TChl-a/Tpig a montré peu de variations avec la profondeur, suggérant ainsi un caractère relativement conservatif, comme l'ont également rapporté Trees et al. (2000). Cependant, des perturbations du signal ont été enregistrées dans la partie occidentale du bassin, attribuables aux concentrations exceptionnellement élevées de TChl a dans les eaux de surface de cette région. Cette zone se caractérise par des DCM très intenses et relativement superficiels, tandis que les autres DCM du bassin étaient moins marqués et situés à des profondeurs plus importantes.

Le groupe des cryptophytes domine la communauté phytoplanctonique des eaux superficielles de l'ouest, et dans une moindre mesure celle du centre du bassin. D'autres groupes, tels que les prasinophytes, les diatomées, les dinoflagellés, ainsi que les prymnésiphytes et les *Synechococcus*, sont également présents. Ces deux derniers sont particulièrement proéminents dans le cluster 1. Cet assemblage est associé à des valeurs élevées de pigments photoprotecteurs (PPC), avec des contributions majeures des *Synechococcus* (dans le cluster 1) ainsi que des cryptophytes et des prasinophytes (dans le cluster 2). La prédominance des prasinophytes par rapport aux *Synechococcus* suggère que ce groupe pourrait être à l'origine de la forte proportion de Zea observée dans cette zone (34 % des PPC) (Wright et al., 1996). Dans les autres régions du bassin, les couches superficielles sont principalement dominées par les prymnésiphytes, *Synechococcus* et dans une moindre mesure, les dinoflagellés. Cela explique les taux élevés de PSC rencontrés en surface.

La présence notable de cryptophytes dans la partie occidentale du BA n'est pas anodine, car cette région de la Méditerranée est connue pour héberger ces espèces, comme l'ont démontré les 11 espèces identifiées par Novarino (2005). De plus, il est bien établi que les cryptophytes

atteignent leur abondance maximale durant la période estivale et automnale (Cerino et Zingone, 2006), ce qui coïncide avec la période de la campagne SOMBA. La présence de cet assemblage phytoplanctonique à une profondeur aussi superficielle pourrait s'expliquer par deux facteurs : (1) l'enrichissement en nutriments par les eaux sous-jacentes, comme le suggèrent les corrélations observées entre la contribution des principaux groupes de cette couche et les nutriments (Tableau 12) ; et (2) le fait que les cryptophytes, les prymnésiphytes et les dinoflagellés sont réputés pour posséder des teneurs élevées en composés absorbant les UV par rapport à d'autres groupes (Jeffrey et al., 1999).

Concernant les pigments caroténoïdes photosynthétiques (PSC), des proportions élevées ont été observées dans les couches de DCM, où les diatomées constituent la majeure partie de la biomasse phytoplanctonique. Les diatomées, connues pour leur caractère opportuniste (Fogg, 1991), se développent souvent en réponse à l'enrichissement en nutriments. Au cours de l'été 2014, elles étaient présentes dans la couche du DCM ainsi qu'en dessous, montrant une préférence pour les couches profondes. Leur distribution suivait un gradient d'approfondissement d'ouest en est (de 30 à 100 m) et une tendance à la diminution vers le nord, en accord avec le caractère oligotrophe du BA. Une corrélation significative entre la contribution des diatomées et les nutriments a été mise en évidence (Tableau 12 et Figure 31a). Leur présence dans des couches moins profondes à l'ouest et au centre pourrait s'expliquer par les remontées d'eaux denses et riches en nutriments qui se mélangent aux eaux de surface. Un phénomène similaire a été observé à l'est du bassin, où le tourbillon cyclonique Sarde provoque des remontées d'eaux riches en nutriments, favorisant ainsi la prolifération des diatomées dans cette région.

En revanche, la distribution des dinoflagellés était hétérogène, s'étendant de la surface jusqu'à 80 m de profondeur. Cette distribution pourrait être liée à leur motilité, qui leur confère un avantage compétitif par rapport aux diatomées. Elle leur permet en effet de migrer verticalement pour accéder aux nutriments ou pour trouver des conditions photosynthétiques optimales (Jephson et al., 2011).

En plus des diatomées, d'autres groupes dominaient les couches profondes. Les pélagophytes, en particulier, étaient présentes en profondeur dans l'ensemble du bassin et prospéraient sous la nitracline. Ce phénomène est en accord avec notre observation d'une augmentation du rapport But/Hex avec la profondeur, suggérant que les nutriments, particulièrement les nitrates, jouent un rôle clé dans le contrôle de la distribution verticale des prymnésiphytes et des chrysophytes/pélagophytes (Barlow et al., 1997 ; Claustre et al., 1994). Cette distribution pourrait s'expliquer par l'accroissement de la disponibilité en nitrate à mesure que la profondeur augmente. La corrélation significative entre les pélagophytes et le nitrate dans l'ensemble du bassin (Tableau 12) (Figure 31) soutient cette hypothèse.

Notre analyse a mis en évidence une contribution significative des chlorophytes, en particulier dans le cluster 1, où ce groupe prédomine au niveau du DCM de la partie nord-est du bassin. Cette forte présence des chlorophytes est corrélée à un rapport élevé de TChlb/Tpig. La corrélation illustrée dans la Figure 30C suggère que les chlorophytes, en association avec les *Prochlorococcus*, sont les principaux responsables des niveaux élevés de TChlb observés lors de la campagne SOMBA.

L'analyse de la communauté phytoplanctonique des couches profondes a révélé une contribution significative des *Prochlorococcus*, qui, avec les *Synechococcus* représentent les deux principaux groupes du picophytoplancton dans notre étude. Ces deux groupes affichent des profils opposés et une distribution complémentaire, un schéma similaire à celui observé dans l'étude du Bermuda Atlantic Time-series Study (BATS) (DuRand et al., 2001). Les *Synechococcus* dominent les couches superficielles du bassin, avec une tendance à s'approfondir vers l'est et le nord-est, atteignant des profondeurs allant jusqu'à 90 m. Leur développement se produit dans des couches dépourvues de nutriments, comme le montre la corrélation négative modérée entre leur contribution et la concentration de nitrate dans le BA ($R^2 = -0,58$, $RMS = 0,018$). En revanche, les *Prochlorococcus* prédominent à des profondeurs plus importantes, notamment entre 60 et 100 m, principalement dans le cluster 1. Leur développement est étroitement associé à la nitracline, et Olson et al. (1990) ont décrit leur

affinité pour le nitrate en été, illustrée par une augmentation de leur contribution avec la densité et les concentrations élevées de nitrate dans le bassin (Figure 31b). Des distributions similaires ont été observées à la station HOT (Campbell et al., 1997), ainsi que dans le nord-ouest de la Méditerranée (Marty et al., 2008) et dans la mer des Baléares (Mena et al., 2016).

Le schéma vertical d'abondance des *Synechococcus* et des *Prochlorococcus* pourrait être attribué à : (i) une sensibilité différente au stress lumineux (Mella-Flores et al., 2012), avec une adaptation particulière des *Prochlorococcus* à la lumière. En effet, les DVChl a et b des *Prochlorococcus* absorbent efficacement les longueurs d'onde de la lumière bleue, qui prédomine dans la zone euphotique profonde (Glover et al., 1986), tandis que les *Synechococcus* ont une capacité d'absorption moins efficace pour ces longueurs d'onde (Campbell et Iturriaga, 1988 ; Olson et al., 1990, 1988 ; Waterbury et al., 1986), (ii) ou à la grande diversité des *Prochlorococcus* dans la zone euphotique (Garczarek et al., 2007).

Tableau 12 : Corrélations positives trouvées entre les nutriments et certains groupes phytoplanctoniques

	Toutes les données			Données DCM		
	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si(OH) ₄	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	Si(OH) ₄
<i>Pélagophytes</i>	0,51	0,46	0,13	–	–	–
<i>Prymnesiophyte</i>	0,36	0,22	0,18	–	–	–
<i>Cryptophytes</i>	–	0,49	0,50	–	0,48	0,83
<i>Dinoflagellés</i>	0,29	0,24	–	–	–	–
<i>Chlorophytes</i>	0,15	0,26	–	–	–	–
<i>Diatomées</i>	–	–	–	0,44	0,65	0,11
<i>Prasinophytes</i>	0,23	0,35	0,26	–	–	–

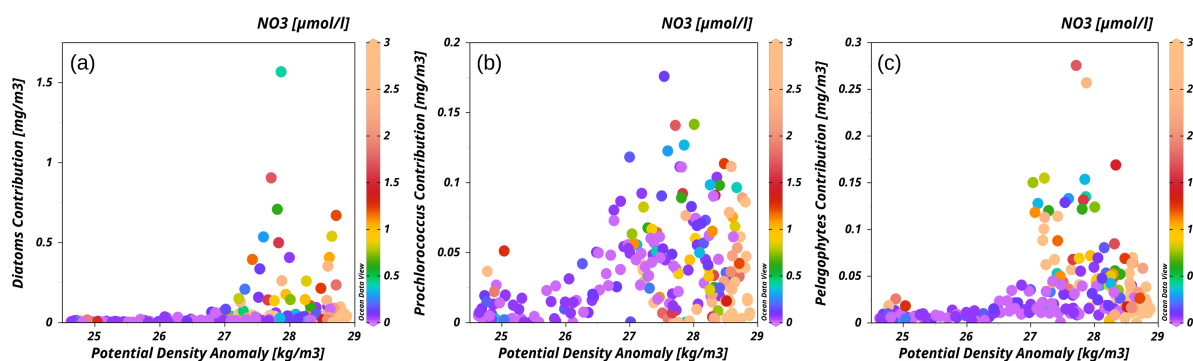


Figure 31 : Relation entre l'abondance des diatomées (a), de *Prochlorococcus* (b) et des pélagophytes (c) avec la concentration de nitrates

Fouilland et al. (2016) ont suggéré qu'une augmentation de la turbulence dans l'environnement naturel peut stimuler la biomasse du phytoplancton, même en conditions de faible teneur en nutriments. Par ailleurs, les conditions eutrophiques et oligotrophiques ne conduisent pas systématiquement à la dominance des diatomées ou des flagellés. Selon Vaillancourt et al. (2003), les tourbillons cycloniques, caractérisés par des eaux froides et riches en nutriments, sont souvent associés à une abondance élevée de phytoplancton et à une forte production primaire. Des conditions similaires ont été observées dans la partie occidentale du BA (cluster 2), où la combinaison des eaux atlantiques nouvellement entrées et l'apport d'eaux intermédiaires enrichissent la zone euphotique, conduisant à : des nutriclines peu profondes (40-50 m) ; des DCM peu profonds dominés par les cryptophytes, les prasinophytes et les prymnésiphytes ; de fortes concentrations de Chl a (jusqu'à 88 mg/m²) ; une communauté phytoplanctonique diversifiée ; ainsi qu'à une abondance de diatomées et de nanoflagellés. En revanche, à mesure que ces eaux progressent vers l'est, elles acquièrent des propriétés méditerranéennes, devenant plus chaudes, plus salées et plus pauvres en nutriments. Par conséquent, le cluster 1, qui couvre 60 % du bassin, présente un schéma typique des régions oligotrophes : nutriclines profondes, faible biomasse phytoplanctonique avec des DCM profonds, abondance de nanoflagellés, présence de *Synechococcus* dans les couches

superficielles et de *Prochlorococcus* en profondeur. Enfin, durant l'été 2014, Keraghel et al. (2020) ont constaté que le BA agissait comme une source de CO₂ pour l'atmosphère, sauf dans sa partie sud-ouest, où le bassin agissait comme un puits de CO₂, suggérant une activité photosynthétique importante due aux concentrations élevées en oxygène dissous. Nos résultats confirment cette hypothèse et soulignent l'importance d'étudier les classes de phytoplancton pour mieux comprendre le cycle du carbone.

Conclusion

Conclusion

Au terme de cette étude, il est essentiel de rappeler l'objectif principal : comprendre les régimes de production du bassin algérien (BA) et étudier les contributions des groupes phytoplanctoniques à la concentration de chlorophylle a (TChl a), ainsi que leur distribution en relation avec les facteurs environnementaux lors de la campagne SOMBA (2014).

Les résultats se divisent en deux parties : d'abord, l'analyse climatologique des données de chlorophylle, nutriments et hydrologie caractérisant le régime de production primaire du BA. Nous avons observé des maxima hivernaux et des minima estivaux, avec des pics de chlorophylle en profondeur aux saisons intermédiaires, suivant la nitracline (environ 50 m à l'ouest et 70 m à l'est). Dans l'ensemble, le BA présente une certaine oligotrophie, sauf en hiver où l'on s'approche d'une mésotrophie. La dynamique des eaux influence ainsi la distribution des nutriments et, par conséquent, la production primaire.

La deuxième partie concerne la distribution des groupes phytoplanctoniques dans le BA. Cette recherche représente une première étude complète sur leur répartition dans l'ensemble du bassin. Nos résultats indiquent une prédominance des prymnésiphytes (16 %) et des diatomées (14-22 %), avec une large distribution des prymnésiphytes dans toute la colonne d'eau tandis que les diatomées se développent principalement dans les couches plus profondes. Les cryptophytes ont été observés exclusivement dans la région occidentale du bassin, contribuant à hauteur d'environ 6 % à la TChl a. Pour le picoplancton, *Prochlorococcus* représente environ 13 % avec une abondance accrue dans les couches profondes (50-100 m), alors que *Synechococcus* (11 %) prédomine dans les eaux moins profondes (20-60 m).

Nous avons également distingué deux clusters en termes de distribution des populations : celui des eaux atlantiques entrant à Gibraltar, formant le courant algérien, et celui des eaux méditerranéennes plus centrales. Les caractéristiques physico-chimiques du BA influencent ainsi la composition et les contributions des groupes phytoplanctoniques. Dans la région occidentale, l'afflux d'eaux froides atlantiques et l'enrichissement en nutriments favorisent une

forte production, entraînant une dominance des cryptophytes, diatomées, dinoflagellés et prymnésiphytes. À l'est, le gradient d'oligotrophie s'intensifie avec des nutriclines et DCM plus profonds ; les groupes dominants sont alors les diatomées, *Synechococcus*, *Prochlorococcus*, chlorophytes et prymnésiphytes.

À travers cette thèse, nous avons tracé la distribution spatiale des communautés phytoplanctoniques dans le BA pendant l'été 2014 en lien avec les conditions environnementales, démontrant que CHEMTAX est un outil précieux pour identifier et cartographier ces populations. Cela améliore notre compréhension des processus biogéochimiques dans l'océan.

Pour améliorer notre compréhension des dynamiques phytoplanctoniques dans le bassin algérien, il est essentiel de disposer de données HPLC supplémentaires. Ces données permettraient d'affiner nos analyses et d'approfondir nos connaissances sur les rapports de pigments et sur la contribution des différents groupes de phytoplancton à la concentration de chlorophylle a. Une perspective clé serait de mettre en place des cultures de phytoplancton local, ce qui permettrait d'évaluer plus précisément ces rapports tout en fournissant un cadre pour étudier la croissance et la réponse des souches locales aux variations environnementales. En parallèle, il est crucial de mener des études saisonnières pour évaluer les variations dans la distribution des groupes phytoplanctoniques tout au long de l'année, notamment durant les périodes d'hiver où les niveaux de chlorophylle a sont les plus élevés. Par ailleurs, il serait fondamental d'explorer l'impact du changement climatique sur la dynamique phytoplanctonique, en tenant compte de l'augmentation des températures de l'eau et des variations de salinité. Une analyse approfondie des interactions écologiques entre les différents groupes phytoplanctoniques et d'autres niveaux trophiques pourrait également éclairer les mécanismes sous-jacents aux variations observées dans la production primaire.

Enfin, la mise en place d'un programme de suivi longitudinal serait essentielle pour observer l'évolution des communautés phytoplanctoniques face aux changements environnementaux à long terme. Cela permettrait également d'évaluer comment la biodiversité phytoplanctonique influence la résilience des écosystèmes marins.

De plus, nos résultats, basés sur l'analyse des pigments, permettront de confirmer la présence de groupes spécifiques de phytoplancton et de valider les données satellitaires dans le cadre des tentatives de détection du phytoplancton par satellite. Ces recommandations visent à renforcer notre compréhension des dynamiques phytoplanctoniques tout en intégrant une approche qui permet non seulement d'améliorer les connaissances scientifiques, mais aussi d'optimiser l'utilisation des technologies satellitaires pour le suivi des écosystèmes marins.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- Adl, S.M., Simpson, A.G.B., Farmer, M.A., Andersen, R.A., Anderson, O.R., Barta, J.R., Bowser, S.S., Brugerolle, G., Fensome, R.A., Fredericq, S., James, T.Y., Karpov, S., Kugrens, P., Krug, J., Lane, C.E., Lewis, L.A., Lodge, J., Lynn, D.H., Mann, D.G., Mccourt, R.M., Mendoza, L., Moestrup, Ø., Mozley-Standridge, S.E., Nerad, T.A., Shearer, C.A., Smirnov, A.V., Spiegel, F.W., Taylor, M.F.J.R., 2005. The New Higher Level Classification of Eukaryotes with Emphasis on the Taxonomy of Protists. *J. Eukaryot. Microbiol.* 52, 399–451. <https://doi.org/10.1111/j.1550-7408.2005.00053.x>
- Aiken, J., Moore, G.F., Holligan, P.M., 1992. Remote Sensing of Oceanic Biology in Relation to Global Climate Change. *J. Phycol.* 28, 579–590. <https://doi.org/10.1111/j.0022-3646.1992.00579.x>
- Aiken, J., Pradhan, Y., Barlow, R., Lavender, S., Poulton, A., Holligan, P., Hardman-Mountford, N., 2009. Phytoplankton pigments and functional types in the Atlantic Ocean: A decadal assessment, 1995-2005. *Deep-Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 56, 899–917. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.09.017>
- Airs, R.L., Llewellyn, C.A., 2006. Improved Detection and Characterization of Fucoxanthin-Type Carotenoids: Novel Pigments in *Emiliania Huxleyi* (prymnesiophyceae)1. *J. Phycol.* 42, 391–399. <https://doi.org/10.1111/j.1529-8817.2006.00199.x>
- Alekseenko, E., Raybaud, V., Espinasse, B., Carlotti, F., Queguiner, B., Thouvenin, B., Garreau, P., Baklouti, M., 2014. Seasonal dynamics and stoichiometry of the planktonic community in the NW Mediterranean Sea: a 3D modeling approach. *Ocean Dyn.* 64, 179–207. <https://doi.org/10.1007/s10236-013-0669-2>
- Andrie, C., Merlivat, L., 1988. Tritium in the western Mediterranean Sea during 1981 Phycemed cruise. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 35, 247–267. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(88\)90039-8](https://doi.org/10.1016/0198-0149(88)90039-8)
- Arin, L., Morán, X.A.G., Estrada, M., 2002. Phytoplankton size distribution and growth rates in the Alboran Sea (SW Mediterranean): short term variability related to mesoscale hydrodynamics. *J. Plankton Res.* 24, 1019–1033. <https://doi.org/10.1093/plankt/24.10.1019>
- Ayata, S.-D., Irisson, J.-O., Aubert, A., Berline, L., Dutay, J.-C., Mayot, N., Nieblas, A.-E., D’Ortenzio, F., Palmiéri, J., Reygondeau, G., Rossi, V., Guieu, C., 2018. Regionalisation of the Mediterranean basin, a MERMEX synthesis. *Prog. Oceanogr.*, Special issue of MERMEX project: Recent advances in the oceanography of the Mediterranean Sea 163, 7–20. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.09.016>
- Barbieux, M., Uitz, J., Mignot, A., Roesler, C., Claustre, H., Gentili, B., Taillandier, V., D’Ortenzio, F., Loisel, H., Poteau, A., Leymarie, E., Penkerch, C., Schmechtig, C., Bricaud, A., 2022. Biological production in two contrasted regions of the Mediterranean Sea during the oligotrophic period: an estimate based on the diel cycle of optical properties measured by BioGeoChemical-Argo profiling floats.

- Biogeosciences 19, 1165–1194. <https://doi.org/10.5194/bg-19-1165-2022>
- Barlow, R., Stuart, V., Lutz, V., Sessions, H., Sathyendranath, S., Platt, T., Kyewalyanga, M., Clementson, L., Fukasawa, M., Watanabe, S., Devred, E., 2007. Seasonal pigment patterns of surface phytoplankton in the subtropical southern hemisphere. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 54, 1687–1703. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2007.06.010>
- Barlow, R.G., Aiken, J., Moore, G., Holligan, P.M., Lavender, S., 2004. Pigment adaptations in surface phytoplankton along the eastern boundary of the Atlantic Ocean. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 281, 13–26. <https://doi.org/10.3354/meps281013>
- Barlow, R.G., Mantoura, R.F.C., Cummings, D.G., Fileman, T.W., 1997. Pigment chemotaxonomic distributions of phytoplankton during summer in the western Mediterranean. *Deep-Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 44, 833–850. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(96\)00089-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(96)00089-6)
- Barlow, R.G., Mantoura, R.F.C., Gough, M.A., Fileman, T.W., 1993. Pigment signatures of the phytoplankton composition in the northeastern Atlantic during the 1990 spring bloom. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 40, 459–477. [https://doi.org/10.1016/0967-0645\(93\)90027-K](https://doi.org/10.1016/0967-0645(93)90027-K)
- Barral, Q.-B., Zakardjian, B., Dumas, F., Garreau, P., Testor, P., Beuvier, J., 2021. Characterization of fronts in the Western Mediterranean with a special focus on the North Balearic Front. *Prog. Oceanogr.* 197, 102636. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102636>
- Benzouai, S., Louanchi, F., Smara, Y., 2020. Phytoplankton phenology in algerian continental shelf and slope waters using remotely sensed data. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 247, 107070. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.107070>
- Bergametti, G., Remoudaki, E., Losno, R., Steiner, E., Chatenet, B., Buat-Menard, P., 1992. Source, transport and deposition of atmospheric phosphorus over the Northwestern Mediterranean. *J. Atmospheric Chem.* 14, 501–513. <https://doi.org/10.1007/BF00115254>
- Berline, L., Rammou, A.-M., Doglioli, A., Molcard, A., Petrenko, A., 2014. A Connectivity-Based Eco-Regionalization Method of the Mediterranean Sea. *PLOS ONE* 9, e111978. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0111978>
- Bernard, M.F., 1958. Comparaison de la fertilité élémentaire entre l’Atlantique tropical Africain, l’Océan Indien et la Méditerranée.
- Berthon, J.-F., Zibordi, G., 2004. Bio-optical relationships for the northern Adriatic Sea. *Int. J. Remote Sens.* 25, 1527–1532. <https://doi.org/10.1080/01431160310001592544>
- Bethoux, J., 1980. Mean water fluxes across sections in the mediterranean-sea, evaluated on the basis of water and salt budgets and of observed salinities. *Oceanol. Acta* 3, 79–88.
- Béthoux, J.P., De Madron, X.D., Nyffeler, F., Tailliez, D., 2002. Deep water in the western Mediterranean: peculiar 1999 and 2000 characteristics, shelf formation hypothesis,

- variability since 1970 and geochemical inferences. *J. Mar. Syst.* 33, 117–131.
- Béthoux, J.P., Morin, P., Chaumery, C., Connan, O., Gentili, B., Ruiz-Pino, D., 1998. Nutrients in the Mediterranean Sea, mass balance and statistical analysis of concentrations with respect to environmental change. *Mar. Chem.* 63, 155–169. [https://doi.org/10.1016/S0304-4203\(98\)00059-0](https://doi.org/10.1016/S0304-4203(98)00059-0)
- Bidigare, R.R., Ondrusek, M.E., 1996. Spatial and temporal variability of phytoplankton pigment distributions in the central equatorial Pacific Ocean. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 43, 809–833. [https://doi.org/10.1016/0967-0645\(96\)00019-7](https://doi.org/10.1016/0967-0645(96)00019-7)
- Bignami, F., Böhm, E., D'Acunzo, E., D'Archino, R., Salusti, E., 2008. On the dynamics of surface cold filaments in the Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.* 74, 429–442. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.03.002>
- Bjørnland, T., Liaaen-Jensen, S., 1989. Distribution patterns of carotenoids in relation to chromophyte phylogeny and systematics, in: *The Chromophyte Algae: Problems and Perspectives*. pp. 37–60.
- Bosc, E., Bricaud, A., Antoine, D., 2004. Seasonal and interannual variability in algal biomass and primary production in the Mediterranean Sea, as derived from 4 years of SeaWiFS observations. *Glob. Biogeochem. Cycles* 18. <https://doi.org/10.1029/2003GB002034>
- Boudjenah, M., Mokrane, Z., Soualili, D., 2019. Diversity of Phytoplanktonic populations along the Algerian coastline. *Biodivers. J.* 10, 81–92. <https://doi.org/10.31396/Biodiv.Jour.2019.10.2.81.92>
- Boudjnah, M., 2021. Characterization of the ecosystem and the status of phytoplankton populations in the Alboran Sea and the Algerian Basin from 2013 to 2015 during the spring season. *Mar. Biodivers.* 12, 855–863. <https://doi.org/10.31396/Biodiv.Jour.2021.12.4.855.863>
- Braarud, T., Ringdal Gaarder, K., Grøntv, JUL., 1953. THE PHYTOPLANKTON OF THE NORTH SEA AND ADJACENT WATERS IN MAY 1948 (PROCÈS-VERBAUX DES RÉUNIONS VOLUME CXXXIII). CONSEIL PERMANENT INTERNATIONAL POUR L'EXPLORATION DE LA MER, Danemark.
- Broecker, W.S., Peng, T.-H., 1982. *Tracers in the Sea*, Lamont-Doherty Geological observatory, Columbia university. ed. New York.
- Brunet, C., Casotti, R., Aronne, B., Vantrepotte, V., 2003. Measured photophysiological parameters used as tools to estimate vertical water movements in the coastal Mediterranean. *J. Plankton Res.* 25, 1413–1425. <https://doi.org/10.1093/plankt/fbg091>
- Brunet, C., Casotti, R., Vantrepotte, V., Corato, F., Conversano, F., 2006. Picophytoplankton diversity and photoacclimation in the Strait of Sicily (Mediterranean Sea) in summer. I. Mesoscale variations. *Aquat. Microb. Ecol.* 44, 127–141. <https://doi.org/10.3354/ame044127>
- Bucalossi, G., 1960. Etude quantitative des variations du phytoplancton dans la baie d'Alger en fonction du milieu (nov. 1959-mai 1960). *Bull. L'Institut Océan. Monaco* 1189: 40.

- Bustillos-Guzman, J., Claustre, H., Marty, J.C., 1995. Specific phytoplankton signatures and their relationship to hydrographic conditions in the coastal northwestern Mediterranean Sea. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 124, 247–258. <https://doi.org/10.3354/meps124247>
- Campbell, L., Iturriaga, R., 1988. Identification of *Synechococcus* spp. in the Sargasso Sea by Immunofluorescence and Fluorescence Excitation Spectroscopy Performed on Individual Cells. *Limnol. Oceanogr.* 33, 1196–1201.
- Campbell, L., Liu, H., Nolla, H.A., Vault, D., 1997. Annual variability of phytoplankton and bacteria in the subtropical North Pacific Ocean at Station ALOHA during the 1991–1994 ENSO event. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 44, 167–192. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(96\)00102-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(96)00102-1)
- Cerino, F., Zingone, A., 2006. A survey of cryptomonad diversity and seasonality at a coastal Mediterranean site. *Eur. J. Phycol.* 41, 363–378. <https://doi.org/10.1080/09670260600839450>
- Chris, S., Feely, R., 2007. The oceanic sink for carbon dioxide. *Greenh. Gas Sinks* 31–49. <https://doi.org/10.1079/9781845931896.0031>
- Christaki, U., Giannakourou, A., Van Wambeke, F., Grégori, G., 2001. Nanoflagellate predation on auto- and heterotrophic picoplankton in the oligotrophic Mediterranean Sea. *J. Plankton Res.* 23, 1297–1310. <https://doi.org/10.1093/plankt/23.11.1297>
- Claustre, H., 1994. The trophic status of various oceanic provinces as revealed by phytoplankton pigment signatures. *Limnol. Oceanogr.* 39, 1206–1210. <https://doi.org/10.4319/lo.1994.39.5.1206>
- Claustre, H., Kerherve, P., Marty, J.C., Prieur, L., Videau, C., Hecq, J.H., 1994. Phytoplankton dynamics associated with a geostrophic front: Ecological and biogeochemical implications. *J.Mar.Res.* 52, 711–742. <https://doi.org/10.1357/0022240943077000>
- Claustre, H., Marty, J.C., 1995. Specific phytoplankton biomasses and their relation to primary production in the tropical North Atlantic. *Deep-Sea Res. Part I* 42, 1475–1493. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(95\)00053-9](https://doi.org/10.1016/0967-0637(95)00053-9)
- Coste, B., Corre, P.L., Minas, H.J., 1988. Re-evaluation of the nutrient exchanges in the strait of gibraltar. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 35, 767–775. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(88\)90029-5](https://doi.org/10.1016/0198-0149(88)90029-5)
- Coste, B., Gostan, J., Minas, H.J., 1972. Influence des conditions hivernales sur les productions phyto- et zooplanctoniques en Méditerranée nord-occidentale. I. Structures hydrologiques et distribution des sels nutritifs. *Mar. Biol.* 16, 320–348. <https://doi.org/10.1007/BF00347755>
- Cotroneo, Y., Aulicino, G., Ruiz, S., Pascual, A., Budillon, G., Fusco, G., Tintoré, J., 2016. Glider and satellite high resolution monitoring of a mesoscale eddy in the algerian basin: Effects on the mixed layer depth and biochemistry. *J. Mar. Syst.* 162, 73–88.

- <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.12.004>
- Crispi, G., Mosetti, R., Solidoro, C., Crise, A., 2001. Nutrients cycling in Mediterranean basins: the role of the biological pump in the trophic regime. *Ecol. Model.* 138, 101–114. [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(00\)00396-3](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(00)00396-3)
- Crombet, Y., Leblanc, K., Quéguiner, B., Moutin, T., Rimmelin, P., Ras, J., Claustre, H., Leblond, N., Oriol, L., Pujo-Pay, M., 2011. Deep silicon maxima in the stratified oligotrophic Mediterranean Sea. *Biogeosciences* 8, 459–475. <https://doi.org/10.5194/bg-8-459-2011>
- Cullen, J.J., 2015. Subsurface Chlorophyll Maximum Layers: Enduring Enigma or Mystery Solved? *Annu. Rev. Mar. Sci.* 7, 207–239. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010213-135111>
- de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A.S., Lazar, A., Iudicone, D., 2004. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *J. Geophys. Res. Oceans* 109. <https://doi.org/10.1029/2004JC002378>
- Decembrini, F., Caroppo, C., Azzaro, M., 2009. Size structure and production of phytoplankton community and carbon pathways channelling in the Southern Tyrrhenian Sea (Western Mediterranean). *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.*, Multi-disciplinary forays into the south Tyrrhenian Sea - 2005 CIESM/SUB cruises 56, 687–699. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.07.022>
- Delgado, M., Latasa, M., Estrada, M., 1992. Variability in the size-fractionated distribution of the phytoplankton across the Catalan front of the north-west Mediterranean. *J. Plankton Res.* 14, 753–771. <https://doi.org/10.1093/plankt/14.5.753>
- Diaz, F., Raimbault, P., 2000. Nitrogen regeneration and dissolved organic nitrogen release during spring in a NW Mediterranean coastal zone (Gulf of Lions): implications for the estimation of new production. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 197, 51–65. <https://doi.org/10.3354/meps197051>
- DiTullio, G.R., Garcia, N., Riseman, S.F., Sedwick, P.N., 2007. Effects of iron concentration on pigment composition in *Phaeocystis antarctica* grown at low irradiance. *Biogeochemistry* 83, 71–81. <https://doi.org/10.1007/s10533-007-9080-8>
- Dolan, J.R., Claustre, H., Carlotti, F., Plounevez, S., Moutin, T., 2002. Microzooplankton diversity: relationships of tintinnid ciliates with resources, competitors and predators from the Atlantic Coast of Morocco to the Eastern Mediterranean. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 49, 1217–1232. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(02\)00021-3](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(02)00021-3)
- Donnelly, A., Jones, M., O'Mahony, T., Byrne, G., 2007. Selecting environmental indicator for use in strategic environmental assessment. *Environ. Impact Assess. Rev.* 27, 161–175. <https://doi.org/10.1016/j.eiar.2006.10.006>
- D'Ortenzio, F., Ribera d'Alcalà, M., 2009. On the trophic regimes of the Mediterranean Sea: a satellite analysis. *Biogeosciences* 6, 139–148. <https://doi.org/10.5194/bg-6-139-2009>
- DuRand, M.D., Olson, R.J., Chisholm, S.W., 2001. Phytoplankton population dynamics at the

- Bermuda Atlantic Time-series station in the Sargasso Sea. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 48, 1983–2003. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(00\)00166-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(00)00166-1)
- Durrieu de Madron, X., Guieu, C., Sempéré, R., Conan, P., Cossa, D., D’Ortenzio, F., Estournel, C., 2011. Marine ecosystems’ responses to climatic and anthropogenic forcings in the Mediterranean.
- Egge, J., Jacobsen, A., 1997. Influence of silicate on particulate carbon production in phytoplankton. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 147, 219–230. <https://doi.org/10.3354/meps147219>
- Eikrem, W., Romari, K., Latasa, M., Gall, F.L., Throndsen, J., Vaultot, D., 2004. *Florenciella parvula* gen. et sp. nov. (Dictyochophyceae, Heterokontophyta), a small flagellate isolated from the English Channel. *Phycologia* 43, 658–668. <https://doi.org/10.2216/i0031-8884-43-6-658.1>
- Estrada, M., 1991. Phytoplankton assemblages across a NW Mediterranean front: changes from winter mixing to spring stratification. *Oecologia Aquat.* 157–185.
- Everitt, D.A., Wright, S.W., Volkman, J.K., Thomas, D.P., Lindstrom, E.J., 1990. Phytoplankton community compositions in the western equatorial Pacific determined from chlorophyll and carotenoid pigment distributions. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 37, 975–997. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(90\)90106-6](https://doi.org/10.1016/0198-0149(90)90106-6)
- Falkowski, P., 2012. Ocean Science: The power of plankton. *Nature* 483, S17–S20. <https://doi.org/10.1038/483S17a>
- Fani, F., Nuccio, C., Lazzara, L., Massi, L., Battocchi, C., Penna, A., 2014. *Fibrocapsa japonica* (Raphidophyceae) occurrence and ecological features within the phytoplankton assemblage of a cyclonic eddy, offshore the Eastern Alboran Sea. *Mediterr. Mar. Sci.* 15, 1–13. <https://doi.org/10.12681/mms.398>
- Fogg, G.E., 1991. Changing Productivity of the Oceans in Response to a Changing Climate. *Ann. Bot.* 67, 57–60.
- Font, J., Isern-Fontanet, J., Salas, J.D.J., 2004. Tracking a big anticyclonic eddy in the western Mediterranean Sea. *Sci. Mar.* 68, 331–342. <https://doi.org/10.3989/scimar.2004.68n3331>
- Fouilland, E., Mostajir, B., Gosselin, M., Levasseur, M., Roy, S., Vidussi, F., De Mora, S., Demers, S., 2016. Effect of mixing on the structure of a natural plankton community: A mesocosm study. *Vie Milieu* 66, 251–259.
- Fuda, J.L., Millot, C., Taupier-Letage, I., Send, U., Bocognano, J.M., 2000. XBT monitoring of a meridian section across the western Mediterranean Sea. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 47, 2191–2218. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(00\)00018-2](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00018-2)
- Gačić, M., Civitarese, G., Miserocchi, S., Cardin, V., Crise, A., Mauri, E., 2002. The open-ocean convection in the Southern Adriatic: a controlling mechanism of the spring phytoplankton bloom. *Cont. Shelf Res.* 22, 1897–1908. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00050-X](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00050-X)

- Gallouli, E., Aziko, J., Badsì, H., Ali, H.O., Regragui, A., Saadi, A., 2014. Phytoplankton community in the maritime area of Aglou «South of the Agadir Bay, Morocco». *J Mater Env. Sci* 5, 2375–2380.
- Garczarek, L., Dufresne, A., Rousvoal, S., West, N.J., Mazard, S., Marie, D., Claustre, H., Raimbault, P., Post, A.F., Scanlan, D.J., Partensky, F., 2007. High vertical and low horizontal diversity of *Prochlorococcus* ecotypes in the Mediterranean Sea in summer. *FEMS Microbiol. Ecol.* 60, 189–206. <https://doi.org/10.1111/j.1574-6941.2007.00297.x>
- Gerber, S., Häder, D.-P., 1994. Effects of enhanced UV-B irradiation on the red coloured freshwater flagellate *Euglena sanguinea*. *FEMS Microbiol. Ecol.* 13, 177–184. <https://doi.org/10.1111/j.1574-6941.1994.tb00064.x>
- Gibb, S.W., Barlow, R.G., Cummings, D.G., Rees, N.W., Trees, C.C., Holligan, P., Suggett, D., 2000. Surface phytoplankton pigment distributions in the Atlantic Ocean: An assessment of basin scale variability between 50°N and 50°S. *Prog. Oceanogr.* 45, 339–368. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(00\)00007-0](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(00)00007-0)
- Gibb, S.W., Cummings, D.G., Irigoien, X., Barlow, R.G., Fauzi, R., Mantoura, C., 2001. Phytoplankton pigment chemotaxonomy of the northeastern Atlantic. *Deep-Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 48, 795–823. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(00\)00098-9](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(00)00098-9)
- Gieskes, W.W., Kraay, G.W., 1986. Floristic and physiological differences between the shallow and the deep nanophytoplankton community in the euphotic zone of the open tropical Atlantic revealed by HPLC analysis of pigments. *Mar. Biol.* 91, 567–576. <https://doi.org/10.1007/BF00392609>
- Gieskes, W.W.C., Kraay, G.W., 1983. Dominance of Cryptophyceae during the phytoplankton spring bloom in the central North Sea detected by HPLC analysis of pigments. *Mar. Biol.* 75, 179–185. <https://doi.org/10.1007/BF00406000>
- Glover, H.E., Keller, M.D., Guillard, R.R.L., 1986. Light quality and oceanic ultraphytoplankters. *Nature* 319, 142–143. <https://doi.org/10.1038/319142a0>
- Goericke, R., 1998. Response of phytoplankton community structure and taxon-specific growth rates to seasonally varying physical forcing in the Sargasso Sea off Bermuda. *Limnol. Oceanogr.* 43, 921–935. <https://doi.org/10.4319/lo.1998.43.5.0921>
- Goericke, R., Montoya, J.P., 1998. Estimating the contribution of microalgal taxa to chlorophyll a in the field--variations of pigment ratios under nutrient- and light-limited growth. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 169, 97–112. <https://doi.org/10.3354/meps169097>
- Goericke, R., Repeta, D.J., 1992. The pigments of *Prochlorococcus marinus*: The presence of divinylchlorophyll a and b in a marine procaryote. *Limnol. Oceanogr.* 37, 425–433. <https://doi.org/10.4319/lo.1992.37.2.0425>
- Gordon, H.R., McCluney, W.R., 1975. Estimation of the Depth of Sunlight Penetration in the Sea for Remote Sensing. *Appl. Opt.* 14, 413–416.

- <https://doi.org/10.1364/AO.14.000413>
- Gruber, N., Sarmiento, J.L., 1997. Global patterns of marine nitrogen fixation and denitrification. *Glob. Biogeochem. Cycles* 11, 235–266. <https://doi.org/10.1029/97GB00077>
- Guerzoni, S., Molinaroli, E., Chester, R., 1997. Saharan dust inputs to the western Mediterranean Sea: depositional patterns, geochemistry and sedimentological implications. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 44, 631–654. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(96\)00096-3](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(96)00096-3)
- Harid, R., Demarcq, H., Keraghel, M.-A., Ait-Kaci, M., Zerrouki, M., Bachari, N.-E.-I., Houma, F., 2022. Spatio-temporal variability of a chlorophyll-a based biomass index and influence of coastal sources of enrichment in the Algerian Basin. *Cont. Shelf Res.* 232, 104629. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2021.104629>
- Henriksen, P., Riemann, B., Kaas, H., Sørensen, H.M., Sørensen, H.L., 2002. Effects of nutrient-limitation and irradiance on marine phytoplankton pigments. *J. Plankton Res.* 24, 835–858. <https://doi.org/10.1093/plankt/24.9.835>
- Herut, B., Krom, M.D., Pan, G., Mortimer, R., 1999. Atmospheric input of nitrogen and phosphorus to the Southeast Mediterranean: Sources, fluxes, and possible impact. *Limnol. Oceanogr.* 44, 1683–1692. <https://doi.org/10.4319/lo.1999.44.7.1683>
- Higgins, H.W., Wright, S.W., Schlüter, L., 2011. Quantitative interpretation of chemotaxonomic pigment data, in: Llewellyn, C.A., Egeland, E.S., Johnsen, G., Roy, S. (Eds.), *Phytoplankton Pigments: Characterization, Chemotaxonomy and Applications in Oceanography*, Cambridge Environmental Chemistry Series. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 257–313.
- Hopkinson, B.M., Mitchell, B.G., Reynolds, R.A., Wang, H., Selph, K.E., Measures, C.I., Hewes, C.D., Holm-Hansen, O., Barbeau, K.A., 2007. Iron limitation across chlorophyll gradients in the southern Drake Passage: Phytoplankton responses to iron addition and photosynthetic indicators of iron stress. *Limnol. Oceanogr.* 52, 2540–2554. <https://doi.org/10.4319/lo.2007.52.6.2540>
- Hou, J.-J., Huang, B.-Q., Cao, Z.-R., Chen, J.-X., Hong, H.-S., 2007. Effects of Nutrient Limitation on Pigments in *Thalassiosira weissflogii* and *Prorocentrum donghaiense*. *J. Integr. Plant Biol.* 49, 686–697. <https://doi.org/10.1111/j.1744-7909.2007.00449.x>
- Huertas, I.E., Ríos, A.F., García-Lafuente, J., Navarro, G., Makaoui, A., Sánchez-Román, A., Rodríguez-Galvez, S., Orbi, A., Ruíz, J., Pérez, F.F., 2012. Atlantic forcing of the Mediterranean oligotrophy. *Glob. Biogeochem. Cycles* 26. <https://doi.org/10.1029/2011GB004167>
- Humborg, C., Ittekkot, V., Cociasu, A., Bodungen, B. v., 1997. Effect of Danube River dam on Black Sea biogeochemistry and ecosystem structure. *Nature* 386, 385–388. <https://doi.org/10.1038/386385a0>
- Ibello, V., Cantoni, C., Cozzi, S., Civitarese, G., 2010. First basin-wide experimental results

- on N₂ fixation in the open Mediterranean Sea. *Geophys. Res. Lett.* 37, L03608. <https://doi.org/10.1029/2009GL041635>
- Ignatiades, L., 2005. Scaling the trophic status of the Aegean Sea, eastern Mediterranean. *J. Sea Res.*, Contrasting Approaches to Understanding Eutrophication Effects on Phytoplankton 54, 51–57. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2005.02.010>
- Ignatiades, L., Gotsis-Skretas, O., Pagou, K., Krasakopoulou, E., 2009. Diversification of phytoplankton community structure and related parameters along a large-scale longitudinal east–west transect of the Mediterranean Sea. *J. Plankton Res.* 31, 411–428. <https://doi.org/10.1093/plankt/fbn124>
- Illoul, H., 1991. Contribution à l'étude qualitative et quantitative et structurale des populations phytoplanctonique au large du Cap Caxine (Région Algéroise) (Magister Thesis). ENSSMAL, Algeria.
- Illoul, H., Masó, M., Fortuño, J.-M., Cros, L., Morales-Blake, A., Séridji, R., 2008. Potentially harmful microalgae in coastal waters of the Algiers area (Southern Mediterranean Sea) 18.
- Jeffrey, S., Vesk, M., 1997. Introduction to marine phytoplankton and their pigment signatures. *Phytoplankton Pigments Oceanogr.-Guidel. Mod. Methods* 37–84.
- Jeffrey, S.W., 1974. Profiles of photosynthetic pigments in the ocean using thin-layer chromatography. *Mar. Biol.* 26, 101–110. <https://doi.org/10.1007/BF00388879>
- Jeffrey, S.W., MacTavish, H.S., Dunlap, W.C., Vesk, M., Groenewoud, K., 1999. Occurrence of UVA- and UVB-absorbing compounds in 152 species (206 strains) of marine microalgae. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 189, 35–51.
- Jeffrey, S.W., Mantoura, R.F.C., Wright, S.W., International Council of Scientific Unions, Unesco (Eds.), 1997. *Phytoplankton pigments in oceanography: guidelines to modern methods*, Monographs on oceanographic methodology. UNESCO Publishing, Paris.
- Jeffrey, S.W., Wright, S.W., 2006. Photosynthetic pigments in marine macroalgae: insights from cultures and the sea, in: *Algal Cultures, Analogues of Blooms and Applications*. Enfield, USA, Science Publishers, pp. 33–90.
- Jeffrey, S.W., Wright, S.W., Zapata, M., 2013. Microalgal classes and their signature pigments, in: Roy, S., Llewellyn, C.A., Egelan, E.S., Johnsen, G. (Eds.), *Phytoplankton Pigments: Characterization, Chemotaxonomy and Application in Oceanography*. New York, pp. 3–77.
- Jephson, T., Fagerberg, T., Carlsson, P., 2011. Dependency of dinoflagellate vertical migration on salinity stratification. *Aquat. Microb. Ecol.* 63, 255–264. <https://doi.org/10.3354/ame01498>
- Kana, T.M., Glibert, P.M., Goericke, R., Welschmeyer, N.A., 1988. Zeaxanthin and β -carotene in *Synechococcus* WH7803 respond differently to irradiance. *Limnol. Oceanogr.* 33, 1623–1626. <https://doi.org/10.4319/lo.1988.33.6part2.1623>
- Kashiyama, Y., Miyashita, H., Ohkubo, S., Ogawa, N.O., Chikaraishi, Y., Takano, Y., Suga,

- H., Toyofuku, T., Nomaki, H., Kitazato, H., Nagata, T., Ohkouchi, N., 2008. Evidence of Global Chlorophyll d. *Science* 321, 658–658. <https://doi.org/10.1126/science.1158761>
- Keraghel, M.A., Louanchi, F., Zerrouki, M., Aït Kaci, M., Aït-Ameur, N., Labaste, M., Legoff, H., Taillandier, V., Harid, R., Mortier, L., 2020. Carbonate system properties and anthropogenic carbon inventory in the Algerian Basin during SOMBA cruise (2014): Acidification estimate. *Mar. Chem.* 221. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2020.103783>
- Khireddine, M., Ouhssain, M., Claustre, H., Uitz, J., Gentili, B., Jones, B.H., 2017. Assessing Pigment-Based Phytoplankton Community Distributions in the Red Sea. *Front. Mar. Sci.* 4.
- Kirk, J.T.O., 1994. *Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems*. Cambridge University Press.
- Kress, N., Herut, B., 2001. Spatial and seasonal evolution of dissolved oxygen and nutrients in the Southern Levantine Basin (Eastern Mediterranean Sea): Chemical characterization of the water masses and inferences on the N : P ratios. *Deep-Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 48, 2347–2372. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(01\)00022-X](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(01)00022-X)
- Krom, M.D., Emeis, K.-C., Van Cappellen, P., 2010. Why is the Eastern Mediterranean phosphorus limited? *Prog. Oceanogr.* 55, 236–244. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2010.03.003>
- Krom, M.D., Herut, B., Mantoura, R.F.C., 2004. Nutrient budget for the Eastern Mediterranean: Implications for phosphorus limitation. *Limnol. Oceanogr.* 49, 1582–1592. <https://doi.org/10.4319/lo.2004.49.5.1582>
- Krom, M.D., Kress, N., Brenner, S., Gordon, L.I., 1991. Phosphorus limitation of primary productivity in the eastern Mediterranean Sea. *Limnol. Oceanogr.* 36, 424–432. <https://doi.org/10.4319/lo.1991.36.3.0424>
- Lalami-Taleb, R., 1971. *Facteurs de répartition verticale du phytoplancton au large d'Alger*. Institut océanographique d'Alger.
- Langdon, C., 2010. Determination of Dissolved Oxygen in Seawater by Winkler Titration Using The Amperometric Technique. <https://doi.org/10.25607/OBP-1350>
- Latasa, M., 2007. Improving estimations of phytoplankton class abundances using CHEMTAX. *Mar. Ecol.-Prog. Ser. - MAR ECOL-PROGR SER* 329, 13–21. <https://doi.org/10.3354/meps329013>
- Latasa, M., Morán, X.A.G., Scharek, R., Estrada, M., 2005. Estimating the carbon flux through main phytoplankton groups in the northwestern Mediterranean. *Limnol. Oceanogr.* 50, 1447–1458. <https://doi.org/10.4319/lo.2005.50.5.1447>
- Lavigne, H., D'Ortenzio, F., Claustre, H., Poteau, A., 2012. Towards a merged satellite and in situ fluorescence ocean chlorophyll product. *Biogeosciences* 9, 2111–2125.

- <https://doi.org/10.5194/bg-9-2111-2012>
- Lavigne, H., D'Ortenzio, F., Ribera D'Alcalà, M., Claustre, H., Sauzède, R., Gacic, M., 2015. On the vertical distribution of the chlorophyll a concentration in the Mediterranean Sea: a basin-scale and seasonal approach. *Biogeosciences* 12, 5021–5039. <https://doi.org/10.5194/bg-12-5021-2015>
- Lawson, C.L., Hanson, R.J., 1974. *Solving Least Squares Problems*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Laza-Martinez, A., Seoane, S., Zapata, M., Orive, E., 2007. Phytoplankton pigment patterns in a temperate estuary: from unialgal cultures to natural assemblages. *J. Plankton Res.* 29, 913–929. <https://doi.org/10.1093/plankt/fbm069>
- Le Quéré, C., Moriarty, R., Andrew, R.M., Canadell, J.G., Sitch, S., Korsbakken, J.I., Friedlingstein, P., Peters, G.P., Andres, R.J., Boden, T.A., Houghton, R.A., House, J.I., Keeling, R.F., Tans, P., Arneeth, A., Bakker, D.C.E., Barbero, L., Bopp, L., Chang, J., Chevallier, F., Chini, L.P., Ciais, P., Fader, M., Feely, R.A., Gkritzalis, T., Harris, I., Hauck, J., Ilyina, T., Jain, A.K., Kato, E., Kitidis, V., Klein Goldewijk, K., Koven, C., Landschützer, P., Lauvset, S.K., Lefèvre, N., Lenton, A., Lima, I.D., Metzl, N., Millero, F., Munro, D.R., Murata, A., Nabel, J.E.M.S., Nakaoka, S., Nojiri, Y., O'Brien, K., Olsen, A., Ono, T., Pérez, F.F., Pfeil, B., Pierrot, D., Poulter, B., Rehder, G., Rödenbeck, C., Saito, S., Schuster, U., Schwinger, J., Séférian, R., Steinhoff, T., Stocker, B.D., Sutton, A.J., Takahashi, T., Tilbrook, B., van der Laan-Luijkx, I.T., van der Werf, G.R., van Heuven, S., Vandemark, D., Viovy, N., Wiltshire, A., Zaehle, S., Zeng, N., 2015. Global Carbon Budget 2015. *Earth Syst. Sci. Data* 7, 349–396. <https://doi.org/10.5194/essd-7-349-2015>
- Lee, Z., Carder, K., Arnone, R., 2002. Deriving Inherent Optical Properties from Water Color: a Multiband Quasi-Analytical Algorithm for Optically Deep Waters. *Appl. Opt.* 41, 5755–72. <https://doi.org/10.1364/AO.41.005755>
- Letelier, R., Bidigare, R., Hebel, D., Ondrusek, M., Winn, C., Karl, D., 1993. Temporal variability of phytoplankton community structure based on pigment analysis. *Limnol. Oceanogr.* 38. <https://doi.org/10.4319/lo.1993.38.7.1420>
- Leterme, S.C., Prime, E., Mitchell, J., Brown, M.H., Ellis, A.V., 2013. Diatom adaptability to environmental change: a case study of two *Cocconeis* species from high-salinity areas. *Diatom Res.* 28, 29–35. <https://doi.org/10.1080/0269249X.2012.734530>
- Levitus, S., 1982. *Climatological Atlas of the World Ocean*. U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration.
- Lévy, M., Lehahn, Y., André, J.-M., Mémery, L., Loisel, H., Heifetz, E., 2005. Production regimes in the northeast Atlantic: A study based on Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) chlorophyll and ocean general circulation model mixed layer depth. *J. Geophys. Res. Oceans* 110. <https://doi.org/10.1029/2004JC002771>
- Lipiatou, E., Heussner, S., Mosetti, R., Tintoré, J., Tselepides, A., 1999. Progress in oceanography of the Mediterranean Sea [WWW Document].

- Lohrenz, T., McCabe, K., Camerer, C.F., Montague, P.R., 2007. Neural signature of fictive learning signals in a sequential investment task. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 104, 9493–9498. <https://doi.org/10.1073/pnas.0608842104>
- Ludwig, W., Bouwman, A.F., Dumont, E., Lespinas, F., 2010. Water and nutrient fluxes from major Mediterranean and Black Sea rivers: Past and future trends and their implications for the basin-scale budgets. *Glob. Biogeochem. Cycles* 24. <https://doi.org/10.1029/2009GB003594>
- Mackey, D.J., Parslow, J.S., Griffiths, F.B., Higgins, H.W., Tilbrook, B., 1997. Phytoplankton productivity and the carbon cycle in the western Equatorial Pacific under El Niño and non-El Niño conditions. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr., A JGFS Process Study in the Equatorial Pacific* 44, 1951–1978. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(97\)00033-7](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(97)00033-7)
- Mackey, M.D., Mackey, D.J., Higgins, H.W., Wright, S.W., 1996. CHEMTAX - A program for estimating class abundances from chemical markers: Application to HPLC measurements of phytoplankton. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 144, 265–283. <https://doi.org/10.3354/meps144265>
- Maillard, C., n.d. MEDATLAS PROTOCOL.
- Malanotte-rizzoli, P., Hecht, A., 1988. Large-scale properties of the eastern mediterranean - A review. *Oceanol. Acta* 11, 323–335.
- Malanotte-Rizzoli, P., Robinson, R., 1989. POEM, Physical oceanography of the eastern mediterranean. *Eos Trans AGU* 69.
- Mallil, K., Testor, P., Bosse, A., Margirier, F., Houpert, L., Herve, L.G., Mortier, L., Louanchi, F., 2022. The Levantine Intermediate Water in the western Mediterranean and its interactions with the Algerian Gyres: insights from 60 years of observation. *Ocean Sci.* 18, 937–952. <https://doi.org/10.5194/os-18-937-2022>
- Manca, B., Burca, M., Giorgetti, A., Coatanoan, C., Garcia, M.-J., Iona, A., 2004. Physical and biochemical averaged vertical profiles in the Mediterranean regions: an important tool to trace the climatology of water masses and to validate incoming data from operational oceanography. *J. Mar. Syst., Tracer Methods in Geophysical Fluid Dynamics* 48, 83–116. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2003.11.025>
- Martin, J.-M., Milliman, J.D., 1997. EROS 2000 (European River Ocean System). The western Mediterranean: an introduction. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 44, 521–529. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(97\)00001-5](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(97)00001-5)
- Marty, J.-C., Chiavérini, J., Pizay, M.-D., Avril, B., 2002. Seasonal and interannual dynamics of nutrients and phytoplankton pigments in the western Mediterranean Sea at the DYFAMED time-series station (1991–1999). *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr., Studies at the DYFAMED (France JGOFS) Time-Series Station, N.W. Mediterranean Sea* 49, 1965–1985. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00022-X](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00022-X)
- Marty, J.C., Garcia, N., Raimbault, P., 2008. Phytoplankton dynamics and primary production

- under late summer conditions in the NW Mediterranean Sea. *Deep-Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 55, 1131–1149. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2008.05.001>
- Mayot, N., D’Ortenzio, F., Ribera d’Alcalà, M., Lavigne, H., Claustre, H., 2016. Interannual variability of the Mediterranean trophic regimes from ocean color satellites. *Biogeosciences* 13, 1901–1917. <https://doi.org/10.5194/bg-13-1901-2016>
- McGill, D.A., 1961. A preliminary study of the oxygen and phosphate distribution in the Mediterranean Sea. *Deep Sea Res.* 1953 8, 259–268. [https://doi.org/10.1016/0146-6313\(61\)90027-2](https://doi.org/10.1016/0146-6313(61)90027-2)
- Mella-Flores, D., Six, C., Ratin, M., Partensky, F., Boutte, C., Gildas, L.C., Marie, D., Blot, N., Gourvil, P., Kolowrat, C., Garczarek, L., 2012. *Prochlorococcus* and *Synechococcus* have evolved different adaptive mechanisms to cope with light and UV stress. *Front. Microbiol.* 3, 285. <https://doi.org/10.3389/fmicb.2012.00285>
- Mena, C., Reglero, P., Ferriol, P., Torres, A., Aparicio-González, A., Balbín, R., Santiago, R., Moyà, G., Alemany, F., Agawin, N.S., 2016. Prokaryotic picoplankton spatial distribution during summer in a haline front in the Balearic Sea, Western Mediterranean. *Hydrobiologia* 779. <https://doi.org/10.1007/s10750-016-2825-4>
- Michaels, A.F., Olson, D., Sarmiento, J.L., Ammerman, J.W., Fanning, K., Jahnke, R., Knap, A.H., Lipschultz, F., Prospero, J.M., 1996. Inputs, losses and transformations of nitrogen and phosphorus in the pelagic North Atlantic Ocean. *Biogeochemistry* 35, 181–226. <https://doi.org/10.1007/BF02179827>
- Mignot, A., Claustre, H., Uitz, J., Poteau, A., D’Ortenzio, F., Xing, X., 2014. Understanding the seasonal dynamics of phytoplankton biomass and the deep chlorophyll maximum in oligotrophic environments: A Bio-Argo float investigation. *Glob. Biogeochem. Cycles*. <https://doi.org/10.1002/2013GB004781>
- Migon, C., Sandroni, V., 1999. Phosphorus in rainwater: Partitioning inputs and impact on the surface coastal ocean. *Limnol. Oceanogr.* 44, 1160–1165. <https://doi.org/10.4319/lo.1999.44.4.1160>
- Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.* 20, 423–442. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(98\)00078-5](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00078-5)
- Millot, C., 1995. PRIMO-0 and related experiments. *Oceanol. Acta* 137–138.
- Millot, C., 1987. Circulation in the western mediterranean-sea. *Oceanol. Acta* 10, 143–149.
- Millot, C., 1985. Some features of the Algerian Current. *J. Geophys. Res. Oceans* 90, 7169–7176. <https://doi.org/10.1029/JC090iC04p07169>
- Millot, C., Taupier-Letage, I., 2005. Circulation in the Mediterranean Sea, in: Saliot, A. (Ed.), *The Mediterranean Sea, Handbook of Environmental Chemistry*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 29–66.
- Minas, H.J., Coste, B., Le Corre, P., Minas, M., Raimbault, P., 1991. Biological and geochemical signatures associated with the water circulation through the Strait of Gibraltar and in the western Alboran Sea. *J. Geophys. Res. Oceans* 96, 8755–8771.

- <https://doi.org/10.1029/91JC00360>
- Miranda-Alvarez, C., González-Silvera, A., Santamaría-del-Angel, E., López-Calderón, J., Godínez, V.M., Sánchez-Velasco, L., Hernández-Walls, R., 2020. Phytoplankton pigments and community structure in the northeastern tropical pacific using HPLC-CHEMTAX analysis. *J. Oceanogr.* 76, 91–108. <https://doi.org/10.1007/s10872-019-00528-3>
- Monaco, A., Peruzzi, S., 2002. The Mediterranean Targeted Project MATER—a multiscale approach of the variability of a marine system—overview. *J. Mar. Syst., MATER: MAss Transfer and Ecosystem Response* 33–34, 3–21. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00050-7](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00050-7)
- Morán, X.A.G., Taupier-Letage, I., Vázquez-Domínguez, E., Ruiz, S., Arin, L., Raimbault, P., Estrada, M., 2001. Physical-biological coupling in the Algerian basin (SW Mediterranean): Influence of mesoscale instabilities on the biomass and production of phytoplankton and bacterioplankton. *Deep-Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 48, 405–437. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(00\)00042-X](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00042-X)
- Moutin, T., Prieur, L., 2012. Influence of anticyclonic eddies on the Biogeochemistry from the Oligotrophic to the Ultraoligotrophic Mediterranean (BOUM cruise). *Biogeosciences* 9, 3827–3855. <https://doi.org/10.5194/bg-9-3827-2012>
- Moutin, T., Raimbault, P., 2002. Primary production, carbon export and nutrients availability in western and eastern Mediterranean Sea in early summer 1996 (MINOS cruise). *J. Mar. Syst., MATER: MAss Transfer and Ecosystem Response* 33–34, 273–288. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00062-3](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00062-3)
- Navarro, G., Ruiz, J., Huertas, I.E., García, C.M., Criado-Aldeanueva, F., Echevarría, F., 2006. Basin-scale structures governing the position of the deep fluorescence maximum in the Gulf of Cádiz. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr., The Gulf of Cadiz Oceanography: A Multidisciplinary View* 53, 1261–1281. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.04.013>
- Nieblas, A.-E., Drushka, K., Reygondeau, G., Rossi, V., Demarcq, H., Dubroca, L., Bonhommeau, S., 2014. Defining Mediterranean and Black Sea Biogeochemical Subprovinces and Synthetic Ocean Indicators Using Mesoscale Oceanographic Features. *PLOS ONE* 9, e111251. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0111251>
- Not, F., Latasa, M., Scharek, R., Viprey, M., Karleskind, P., Balagué, V., Ontoria-Oviedo, I., Cumino, A., Goetze, E., Vaultot, D., Massana, R., 2008. Protistan assemblages across the Indian Ocean, with a specific emphasis on the picoeukaryotes. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 55, 1456–1473. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2008.06.007>
- Not, F., Valentin, K., Romari, K., Lovejoy, C., Massana, R., Töbe, K., Vaultot, D., Medlin, L.K., 2007. Picobiliphytes: a marine picoplanktonic algal group with unknown affinities to other eukaryotes. *Science* 315, 253–255. <https://doi.org/10.1126/science.1136264>
- Novarino, G., 2005. Nanoplankton protists from the western Mediterranean Sea. II.

- Cryptomonads (Cryptophyceae = Crptomonadea). *Sci. Mar.* 69. <https://doi.org/10.3989/scimar.2005.69n147>
- Olita, A., Ribotti, A., Sorgente, R., Fazioli, L., Perilli, A., 2010. SLA–chlorophyll-a variability and covariability in the Algero-Provençal Basin (1997–2007) through combined use of EOF and wavelet analysis of satellite data. *Ocean Dyn.* 2010 611 61, 89–102. <https://doi.org/10.1007/S10236-010-0344-9>
- Olson, R.J., Chisholm, S.W., Zettler, E.R., Altabet, M.A., Dusenberry, J.A., 1990. Spatial and temporal distributions of prochlorophyte picoplankton in the North Atlantic Ocean. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 37, 1033–1051. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(90\)90109-9](https://doi.org/10.1016/0198-0149(90)90109-9)
- Olson, R.J., Chisholm, S.W., Zettler, E.R., Armbrust, E.V., 1988. Analysis of Synechococcus pigment types in the sea using single and dual beam flow cytometry. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 35, 425–440. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(88\)90019-2](https://doi.org/10.1016/0198-0149(88)90019-2)
- Ondrusek, M.E., Bidigare, R.R., Sweet, S.T., Defreitas, D.A., Brooks, J.M., 1991. Distribution of phytoplankton pigments in the North Pacific Ocean in relation to physical and optical variability. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 38, 243–266. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(91\)90082-Q](https://doi.org/10.1016/0198-0149(91)90082-Q)
- Palmiéri, J., Orr, J.C., Dutay, J.-C., Béranger, K., Schneider, A., Beuvier, J., Somot, S., 2015. Simulated anthropogenic CO₂ storage and acidification of the Mediterranean Sea. *Biogeosciences BG* 12, 781–802. <https://doi.org/10.5194/bg-12-781-2015>
- Pasqueron de Fommervault, O., Migon, C., D’Ortenzio, F., Ribera d’Alcalà, M., Coppola, L., 2015. Temporal variability of nutrient concentrations in the northwestern Mediterranean sea (DYFAMED time-series station). *Deep-Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 100, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.02.006>
- Pessini, F., Olita, A., Cotroneo, Y., Perilli, A., 2018. Mesoscale eddies in the Algerian Basin: do they differ as a function of their formation site? *Ocean Sci.* 14, 669–688. <https://doi.org/10.5194/os-14-669-2018>
- Pinardi, N., Masetti, E., 2000. Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 158, 153–173. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00048-1](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00048-1)
- Prieur, L., Sournia, A., 1994. “Almofront-1” (April–May 1991): an interdisciplinary study of the Almeria-Oran geostrophic front, SW Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst., Processes and Fluxes in the Geostrophic Almeria-Oran Front* 5, 187–203. [https://doi.org/10.1016/0924-7963\(94\)90046-9](https://doi.org/10.1016/0924-7963(94)90046-9)
- Puillat, I., Taupier-Letage, I., Millot, C., 2002. Algerian Eddies lifetime can near 3 years. *J. Mar. Syst.* 31, 245–259. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(01\)00056-2](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00056-2)
- Pujo-Pay, M., Conan, P., Oriol, L., Cornet-Barthaux, V., Falco, C., Ghiglione, J.-F., Goyet, C., Moutin, T., Prieur, L., 2011. Integrated survey of elemental stoichiometry (C, N, P)

- from the western to eastern Mediterranean Sea. *Biogeosciences* 8, 883–899. <https://doi.org/10.5194/bg-8-883-2011>
- Raimbault, P., Coste, B., Boulhadid, M., 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 Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 40, 791–804. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(93\)90072-B](https://doi.org/10.1016/0967-0637(93)90072-B)
- Raimbault, P., Rodier, M., Taupier-Letage, I., 1988. Size fraction of phytoplankton in the Ligurian Sea and the Algeria Basin (Mediterranean Sea): size distribution versus total concentration. *Mar. Microb. Food Webs* 3, 1–7.
- Ramírez, T., Cortés, D., Mercado, J.M., Vargas-Yañez, M., Sebastián, M., Liger, E., 2005. Seasonal dynamics of inorganic nutrients and phytoplankton biomass in the NW Alboran Sea. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 65, 654–670. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.07.012>
- Ras, J., Claustre, H., Uitz, J., 2008. Spatial variability of phytoplankton pigment distributions in the Subtropical South Pacific Ocean: comparison between in situ and predicted data. *Biogeosciences* 5, 353–369. <https://doi.org/10.5194/bg-5-353-2008>
- Redalje, D.G., Lohrenz, S.E., Natter, M.J., Tuel, M.D., Kirkpatrick, G.J., Millie, D.F., Fahnenstiel, G.L., Van Dolah, F.M., 2008. The growth dynamics of *Karenia brevis* within discrete blooms on the West Florida Shelf. *Cont. Shelf Res., Ecology and Oceanography of Harmful Algal Blooms in Florida* 28, 24–44. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.04.011>
- Redfield, A.C., Ketchum, B.H., Richards, F.A., 1963. The influence of organisms on the composition of seawater. in *The Sea*. M. N. Hill, Interscience, New York. 2, 26–77.
- Renault, L., Oguz, T., Pascual, A., Vizoso, G., Tintoré, J., 2012. Surface circulation in the Alboran Sea (Western Mediterranean) inferred from remotely sensed data. *J. Geophys. Res.* 117, 8009. <https://doi.org/10.1029/2011JC007659>
- Reygondeau, G., Guieu, C., Benedetti, F., Irisson, J.-O., Ayata, S.-D., Gasparini, S., Koubbi, P., 2017. Biogeochemical regions of the Mediterranean Sea: An objective multidimensional and multivariate environmental approach. *Prog. Oceanogr.* 151, 138–148. <https://doi.org/10.1016/j.pcean.2016.11.001>
- Ribera D'alcala, M., Civitarese, G., Conversano, F., Lavezza, 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 (PBE). *J. Geophys. Res.* 108, PBE7.1-PBE7.16.
- Rimet, F., Bouchez, A., 2011. Use of diatom life-forms and ecological guilds to assess pesticide contamination in rivers: Lotic mesocosm approaches. *Ecol. Indic.* 11, 489–499. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2010.07.004>
- Robinson, A.R., Theocharis, A., Lascaratos, A., 2001. Mediterranean Sea Circulation, in: *Encyclopedia of Ocean Sciences: Ocean Currents*. Steve A. Thorpe and Karl K.

- Turekian (Ed.). Elsevier, USA, pp. 283–298.
- Rodríguez, F., Chauton, M., Johnsen, G., Andresen, K., Olsen, L., M, Z., 2006. Photoacclimation in phytoplankton: Implications for biomass estimates, pigment functionality and chemotaxonomy. *Mar. Biol.* 148, 963–971. <https://doi.org/10.1007/s00227-005-0138-7>
- Roether, W., Schlitzer, R., 1991. Eastern Mediterranean deep water renewal on the basis of chlorofluoromethane and tritium data. *Dyn. Atmospheres Oceans, The Mediterranean Sea* 15, 333–354. [https://doi.org/10.1016/0377-0265\(91\)90025-B](https://doi.org/10.1016/0377-0265(91)90025-B)
- Rossi, V., Ser-Giacomi, E., López, C., Hernández-García, E., 2014. Hydrodynamic provinces and oceanic connectivity from a transport network help designing marine reserves. *Geophys. Res. Lett.* 41, 2883–2891. <https://doi.org/10.1002/2014GL059540>
- Roy, S., Llewellyn, C.A., Egeland, E.S., Johnsen, G., 2011. *Phytoplankton Pigments: Characterization, Chemotaxonomy and Applications in Oceanography*. Cambridge University Press.
- Sabine, C.L., Feely, R.A., Gruber, N., Key, R.M., Lee, K., Bullister, J.L., Wanninkhof, R., Wong, C.S., Wallace, D.W.R., Tilbrook, B., Millero, F.J., Peng, T.-H., Kozyr, A., Ono, T., Rios, A.F., 2004. The Oceanic Sink for Anthropogenic CO₂. *Science* 305, 367–371. <https://doi.org/10.1126/science.1097403>
- Sakshaug, E., Andresen, K., 1986. Effect of light regime upon growth rate and chemical composition of a clone of *Skeletonema costatum* from the Trondheimsfjord, Norway. *J. Plankton Res.* 8, 619–637. <https://doi.org/10.1093/plankt/8.4.619>
- Schlitzer, R., Roether, W., Oster, H., Junghans, H.-G., Hausmann, M., Johannsen, H., Michelato, A., 1991. Chlorofluoromethane and oxygen in the Eastern Mediterranean. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 38, 1531–1551. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(91\)90088-W](https://doi.org/10.1016/0198-0149(91)90088-W)
- Schlüter, L., Møhlenberg, F., Havskum, H., Larsen, S., 2000. The use of phytoplankton pigments for identifying and quantifying phytoplankton groups in coastal areas: testing the influence of light and nutrients on pigment/chlorophyll a ratios. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 192, 49–63.
- Schott, F., Leaman, K.D., 1991. Observations with Moored Acoustic Doppler Current Profilers in the Convection Regime in the Golfe du Lion. *J. Phys. Oceanogr.* 21, 558–574. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021<0558:OWMADC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<0558:OWMADC>2.0.CO;2)
- Schroeder, K., Gasparini, G.P., Borghini, M., Cerrati, G., Delfanti, R., 2010. Biogeochemical tracers and fluxes in the Western Mediterranean Sea, spring 2005. *J. Mar. Syst.* 80, 8–24. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.08.002>
- Selmer, J.-S., Ferrier-Pagès, C., Cellario, C., Rassoulzadegan, F., 1993. New and regenerated production in relation to the microbial loop in the NW Mediterranean Sea. *Mar. Ecol.-Prog. Ser.* - MAR ECOL-PROGR SER 100, 71–83. <https://doi.org/10.3354/meps100071>

- Sieburth, J.McN., Smetacek, V., Lenz, J., 1978. Pelagic ecosystem structure: Heterotrophic compartments of the plankton and their relationship to plankton size fractions 1. *Limnol. Oceanogr.* 23, 1256–1263. <https://doi.org/10.4319/lo.1978.23.6.1256>
- Silva, P.C., Throndsen, J., Eikrem, W., 2007. Revisiting the nomenclature of haptophytes. *Phycologia* 46, 471–475. <https://doi.org/10.2216/07-22.1>
- Siokou-Frangou, I., Christaki, U., Mazzocchi, M.G., Montresor, M., Ribera d'Alcalá, M., Vaqué, D., Zingone, A., 2010. Plankton in the open Mediterranean Sea: a review. *Biogeosciences* 7, 1543–1586. <https://doi.org/10.5194/bg-7-1543-2010>
- Siokou-Frangou, I., Gotsis-Skretas, O., Christou, E.D., Pagou, K., 1999. Plankton Characteristics in the Aegean, Ionian and NW Levantine Seas, in: Malanotte-Rizzoli, P., Eremeev, V.N. (Eds.), *The Eastern Mediterranean as a Laboratory Basin for the Assessment of Contrasting Ecosystems*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 205–223. https://doi.org/10.1007/978-94-011-4796-5_15
- Skliris, N., Beckers, J.-M., 2009. Modelling the Gibraltar Strait/Western Alboran Sea ecohydrodynamics. *Ocean Dyn.* 59, 489–508. <https://doi.org/10.1007/s10236-009-0185-6>
- Spalding, M.D., Fox, H.E., Allen, G.R., Davidson, N., Ferdaña, Z.A., Finlayson, M., Halpern, B.S., Jorge, M.A., Lombana, A., Lourie, S.A., Martin, K.D., Mcmanus, E., Molnar, J., Recchia, C.A., Robertson, J., 2007. Marine Ecoregions of the World: A Bioregionalization of Coastal and Shelf Areas. *BioScience* 57, 573–583. <https://doi.org/10.1641/B570707>
- Stæhr, P., Markager, S., Sand-Jensen, K., 2004. Pigment specific in vivo light absorption of phytoplankton from estuarine, coastal and oceanic waters. *Mar. Ecol.-Prog. Ser. - MAR ECOL-PROGR SER* 275, 115–128. <https://doi.org/10.3354/meps275115>
- Stæhr, P.A., Markager, S., Sand-Jensen, K., 2004. Pigment specific in vivo light absorption of phytoplankton from estuarine, coastal and oceanic waters. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 275, 115–128. <https://doi.org/10.3354/meps275115>
- Stauber, J.L., Jeffrey, S.W., 1988. PHOTOSYNTHETIC PIGMENTS IN FIFTY-ONE SPECIES OF MARINE DIATOMS. *J. Phycol.* 24, 158–172. <https://doi.org/10.1111/j.1529-8817.1988.tb00074.x>
- Tanaka, T., Thingstad, T.F., Christaki, U., Colombet, J., Cornet-Barthaux, V., Courties, C., Grattepanche, J.-D., Lagaria, A., Nedoma, J., Oriol, L., Psarra, S., Pujo-Pay, M., Van Wambeke, F., 2011. Lack of P-limitation of phytoplankton and heterotrophic prokaryotes in surface waters of three anticyclonic eddies in the stratified Mediterranean Sea. *Biogeosciences* 8, 525–538. <https://doi.org/10.5194/bg-8-525-2011>
- Tanhua, T., Hainbucher, D., Schroeder, K., Cardin, V., Álvarez, M., Civitarese, G., 2013. The Mediterranean Sea system: a review and an introduction to the special issue. *Ocean Sci.* 9, 789–803. <https://doi.org/10.5194/os-9-789-2013>

- Taupier-Letage, I., Puillat, I., Millot, C., Raimbault, P., 2003. Biological response to mesoscale eddies in the Algerian Basin. *J. Geophys. Res. Oceans* 108. <https://doi.org/10.1029/1999JC000117>
- Testor, P., Gascard, J.-C., 2005. Large scale flow separation and mesoscale eddy formation in the Algerian Basin. *Prog. Oceanogr.* 211–230. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2004.07.018>
- Testor, P., Send, U., Gascard, J.-C., Millot, C., Taupier-Letage, I., Béranger, K., 2005. The mean circulation of the southwestern Mediterranean Sea: Algerian Gyres. *J. Geophys. Res. Oceans* 110, C11017. <https://doi.org/10.1029/2004JC002861>
- Thingstad, T.F., Krom, M., Mantoura, R., Flaten, G.A., Groom, S., Herut, B., Kress, N., Law, C., Pasternak, A., Pitta, P., Psarra, S., Rassoulzadegan, F., Tanaka, T., Tselepides, A., Wassmann, P., Woodward, E., Riser, C., Zodiatis, G., Zohary, T., 2005. Nature of Phosphorus Limitation in the Ultraoligotrophic Eastern Mediterranean. *Science* 309, 1068–71. <https://doi.org/10.1126/science.1112632>
- Thingstad, T.F., Zweifel, L., Rassoulzadegan, F., 1998. P limitation of heterotrophic bacteria and phytoplankton in the northwest Mediterranean. *Limnol. Oceanogr.* 43, 88–94.
- Thompson, P.A., Pesant, S., Waite, A.M., 2007. Contrasting the vertical differences in the phytoplankton biology of a dipole pair of eddies in the south-eastern Indian Ocean. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr., The Leeuwin Current and its Eddies* 54, 1003–1028. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.12.009>
- Trees, C.C., Clark, D.K., Bidigare, R.R., Ondrusek, M.E., Mueller, J.L., 2000. Accessory pigments versus chlorophyll a concentrations within the euphotic zone: A ubiquitous relationship. *Limnol Ocean.* 45, 1130–1143.
- Tréguer, P., Le Corre, P., 1975. Manuel d'analyse des sels nutritifs dans l'eau de mer (utilisation de l'autoanalyser II Technicon R). UBO, Brest, France.
- Tukaj, Z., Matusiak-Mikulin, K., Lewandowska, J., Szurkowski, J., 2003. Changes in the pigment patterns and the photosynthetic activity during a light-induced cell cycle of the green alga *Scenedesmus armatus*. *Plant Physiol. Biochem.* 41, 337–344. [https://doi.org/10.1016/S0981-9428\(03\)00028-7](https://doi.org/10.1016/S0981-9428(03)00028-7)
- Turley, C.M., 1999. The changing Mediterranean Sea — a sensitive ecosystem? *Prog. Oceanogr.* 44, 387–400. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(99\)00033-6](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00033-6)
- Uitz, J., Claustre, H., Morel, A., Hooker, S.B., 2006. Vertical distribution of phytoplankton communities in open ocean: An assessment based on surface chlorophyll. *J. Geophys. Res. Oceans* 111. <https://doi.org/10.1029/2005JC003207>
- Vaillancourt, R.D., Marra, J., Seki, M.P., Parsons, M.L., Bidigare, R.R., 2003. Impact of a cyclonic eddy on phytoplankton community structure and photosynthetic competency in the subtropical North Pacific Ocean ARTICLE IN PRESS. *Deep-Sea Res. I* 50, 829–847. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(03\)00059-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(03)00059-1)
- Van den Meersche, K., Soetaert, K., Middelburg, J.J., 2008. A Bayesian compositional

- estimator for microbial taxonomy based on biomarkers. *Limnol. Oceanogr. Methods* 6, 190–199. <https://doi.org/10.4319/lom.2008.6.190>
- Venrick, E., 2002. Floral patterns in the California Current System off southern California: 1990–1996. *J. Mar. Res.* 60.
- Videau, C., Sournia, A., Prieur, L., Fiala, M., 1994. Phytoplankton and primary production characteristics at selected sites in the geostrophic Almeria-Oran front system (SW Mediterranean Sea). *J. Mar. Syst., Processes and Fluxes in the Geostrophic Almeria-Oran Front* 5, 235–250. [https://doi.org/10.1016/0924-7963\(94\)90049-3](https://doi.org/10.1016/0924-7963(94)90049-3)
- Vidussi, F., Claustre, H., Manca, B.B., Luchetta, A., Marty, J.-C., 2001. Phytoplankton pigment distribution in relation to upper thermocline circulation in the eastern Mediterranean Sea during winter. *J. Geophys. Res. Oceans* 106, 19939–19956. <https://doi.org/10.1029/1999JC000308>
- Vidussi, F., Marty, J.-C., Chiavérini, J., 2000. Phytoplankton pigment variations during the transition from spring bloom to oligotrophy in the northwestern Mediterranean sea. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 47, 423–445. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(99\)00097-7](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00097-7)
- Volpe, G., Colella, S., Brando, V.E., Forneris, V., La Padula, F., Di Cicco, A., Sammartino, M., Bracaglia, M., Artuso, F., Santoleri, R., 2019. Mediterranean ocean colour Level 3 operational multi-sensor processing. *Ocean Sci.* 15, 127–146. <https://doi.org/10.5194/os-15-127-2019>
- Waterbury, J., Watson, S., Valois, F., Franks, D., 1986. Biological and ecological characterization of the marine unicellular cyanobacterium *Synechococcus*, in: *Photosynthetic Picoplankton*. pp. 71-.
- Wood, A.M., 1985. Adaptation of photosynthetic apparatus of marine ultraphytoplankton to natural light fields. *Nature* 316, 253–255. <https://doi.org/10.1038/316253a0>
- Wright, S.W., Ishikawa, A., Marchant, H.J., Davidson, A.T., Van Den Enden, R.L., Nash, G.V., 2009. Composition and significance of picophytoplankton in Antarctic waters. *Polar Biol.* 32, 797–808. <https://doi.org/10.1007/s00300-009-0582-9>
- Wright, S.W., Thomas, D.P., Marchant, H.J., Higgins, H.W., Mackey, M.D., Mackey, D.J., 1996. Analysis of phytoplankton of the Australian sector of the Southern Ocean: Comparisons of microscopy and size frequency data with interpretations of pigment HPLC data using the “CHEMTAX” matrix factorisation program. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 144, 285–298. <https://doi.org/10.3354/meps144285>
- Zapata, M., Garrido, J.L., Jeffrey, S.W., 2006. Chlorophyll c Pigments: Current Status, in: Grimm, B., Porra, R.J., Rüdiger, W., Scheer, H. (Eds.), *Chlorophylls and Bacteriochlorophylls: Biochemistry, Biophysics, Functions and Applications*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 39–53. https://doi.org/10.1007/1-4020-4516-6_3
- Zapata, M., Jeffrey, S.W., Wright, S.W., Rodríguez, F., Garrido, J.L., Clementson, L., 2004. Photosynthetic pigments in 37 species (65 strains) of Haptophyta: implications for

- oceanography and chemotaxonomy. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 270, 83–102.
- Zervoudaki, S., Christou, E.D., Nielsen, T.G., Siokou-Frangou, I., Assimakopoulou, G., Giannakourou, A., Maar, M., Pagou, K., Krasakopoulou, E., Christaki, U., Moraitou-Apostolopoulou, M., 2007. The importance of small-sized copepods in a frontal area of the Aegean Sea. *J. Plankton Res.* 29, 317–338. <https://doi.org/10.1093/plankt/fbm018>

Annexes

Annexes

Annexe 1

Ajustement des données du capteur d'oxygène Sea-Bird 43

Les changements dans l'électronique du capteur et l'encrassement (croissance biologique sur un capteur, ou des revêtements de pétrole et autres matières dans la colonne d'eau) sont les principales causes de la perte temporelle de précision dans les capteurs aquatiques. Une dérive est enregistrée dans les mesures sans le nettoyage des capteurs d'oxygène et sans correction des coefficients de calibration, d'où la nécessité d'ajuster ces valeurs via des analyses Winkler par une méthode appropriée.

L'équation de calcul de l'oxygène dissous qu'utilise le capteur Sea-Bird est la suivante :

$$\text{Oxygen (ml / l)} = \text{Soc} * (\text{V} + \text{Voffset}) * \varphi \quad \text{Où :}$$

Soc : le coefficient de mise à l'échelle linéaire de pente

V : output voltage signal (Volts), le signal de tension de sortie de SBE 43

Voffset : tension de capteur d'oxygène fixé à zéro

φ : comprend des termes qui corrigent les effets de la température et pression, et comprend également la dépendance à la solubilité de l'oxygène, à la température et à la salinité.

En plus de la méthode de Sea-Bird du (SOC), on applique une méthode adaptée qui est la minimisation des moindres carrés.

Étapes à suivre :

- Préparation d'un fichier contenant les stations avec des mesures d'oxygène par la méthode Winkler ;
- Suppression des mauvais résultats obtenus par la méthode winkler ;
- Calcul de l'oxygène avec les paramètres Sea-bird d'usine ;
- Calcul des écarts (Winkler-Sea bird) ;
- Calcul de l'écart type (STDEVA) ;

- Suppression des valeurs supérieures au produit ($STDV \times 2,8$) ;
- Ajustement des coefficients de SBE43 à (somme R = min) (SOC, offset, E) ;
- Itération jusqu'à l'obtention de résultats inférieurs au produit ($STDV \times 2,8$).

Cette méthode appliquée sur les résultats de la campagne SOMBA-GE 2014 a permis l'obtention de nouveaux paramètres (SOC, offset, E), utilisés pour ajuster les valeurs d'oxygène. Le résultat est présenté ci-dessous :



Annexe 2

Calibration des données de fluorescence (Lavigne et al., 2012)

La fluorescence ne donne que des approximations sur la vraie concentration de chlorophylle-*a* totale. Ce travail vise à standardiser les données de la fluorescence par ; 1/ l'ajustement des profils de fluorescence pour imposer un zéro de chlorophylle en profondeur ; 2/ chaque point du profil de fluorescence est ensuite multiplié par un coefficient de corrélation qui force les mesures de fluorescence à être consistantes avec les observations concomitantes réelles de chlorophylle.

Méthode :

La procédure commune de correction (Boss et al., 2008 ; Cetinic et al., 2009 ; Xing et al., 2011) :

$$\text{Chl } aC = \alpha (\text{fluo} - \beta)$$

β indique la réponse de l'instrument en absence de signal. Il est généralement calculé en bloquant la fenêtre du capteur. Dans cet article, β est évalué en considérant les mesures de fluorescence en profondeur, là où les concentrations de chlorophylle sont supposées être égales à 0.

$$\beta = \text{moyenne} (\text{fluo} (z)), \text{ pour } z > Z \text{ threshold}$$

α est un coefficient fourni par le constructeur. Il est calculé par régression linéaire avec des échantillons à des concentrations fixes et connues de chlorophylle *a*. une post-évaluation du coefficient α peut être effectuée par régression entre les profils de fluorescence et chloro in-situ. Cette post-calibration est plus précise.

Annexe 3

Table 1 : Proportion de la biomasse phytoplanctonique basée sur les classes de taille. BP-Pico : proportion de la biomasse du picophytoplancton, BP-Nano : proportion de la biomasse du nanophytoplancton, BP-Micro : proportion de la biomasse du microphytoplancton

Station	DP (mg/m ²)	BP-Pico	BP-Nano	BP-Micro
S3-06	18,14	0,28	0,47	0,25
S3-03	48,27	0,19	0,48	0,32
S3-02	28,41	0,21	0,59	0,2
S3-07	52,45	0,3	0,38	0,32
S3-09	21,35	0,22	0,43	0,35
S3-11	22,41	0,34	0,35	0,31
S2-15	22,7	0,42	0,42	0,16
S2-14	41,67	0,28	0,59	0,14
S2-13	28,19	0,27	0,51	0,22
Ouest		28 %	47 %	25 %
S2-16	20,61	0,44	0,34	0,22
S2-17	35,26	0,34	0,39	0,27
S2-19	44,77	0,24	0,39	0,37
S2-11	35,46	0,32	0,47	0,21
S2-10	27,21	0,37	0,45	0,18
S2-09	33,97	0,29	0,52	0,19
S4-02	23,26	0,38	0,45	0,18
S4-03	37,19	0,26	0,34	0,41
S4-04	50,23	0,15	0,55	0,3
S2-04	26,4	0,34	0,42	0,23
S2-08	32,92	0,28	0,52	0,19
S2-07	46,36	0,23	0,47	0,3

S2-06	65,44	0,13	0,52	0,35
S2-03	20,08	0,37	0,48	0,15
S2-02	23,33	0,49	0,39	0,12
Centre		31 %	45 %	24 %
S4-10	23,34	0,31	0,49	0,2
S4-09	20,92	0,44	0,45	0,11
S2-01	23,6	0,38	0,47	0,15
S4-05	15,64	0,39	0,4	0,21
S1-13	26,82	0,28	0,36	0,35
S4-06	22,56	0,34	0,43	0,23
S4-07	17,83	0,42	0,46	0,13
S1-11	49,68	0,14	0,24	0,62
S4-08	23,07	0,36	0,48	0,16
S1-09	17,93	0,43	0,45	0,12
S1-15	26,45	0,35	0,48	0,17
S1-02	29,01	0,23	0,37	0,39
S1-04	25,48	0,23	0,38	0,39
S1-06	24,84	0,32	0,39	0,29
Est		33 %	42 %	25 %
S4-16	17,6	0,41	0,43	0,15
S4-15	26,45	0,33	0,5	0,16
S4-14	37,88	0,31	0,43	0,27
S4-13	24,88	0,38	0,48	0,14
S4-12	20,24	0,48	0,42	0,1
S4-11	35,4	0,25	0,46	0,29
Nord-est		36 %	46 %	18 %
Proportion globale		32 %	44 %	24 %

Annexe 4

Table 2 : Concentrations intégrées (mg/m²) des différents pigments rencontrés lors de la campagne SOMBA. Les valeurs élevées sont en gras.

Station	Cluster	Chlc3	Chlc1c2	Peri	But	Fuco	Allo	Zea	Hex	TChlb	Neox	Pras	Viol	Diat	Ddx	Carot	DVChlb	Chlb	DVChla	TChla
1-2	1	4,52	4,99	4,16	2,78	7,29	0,14	2,29	7,88	4,46	0,22	0,01	0,22	0,06	2,02	1,71	1,67	2,79	3,09	35,53
1-4	1	3,24	4,55	3,06	3,14	6,76	0,18	2,17	6,4	3,77	0,26	0,21	0,13	0,17	1,38	1,64	1,37	2,4	2,85	32,74
1-6	1	2,85	3,64	4,44	3,44	2,72	0,1	2,53	6,2	5,41	0,15	0,11	0,14	0,07	1,7	1,8	2,49	2,92	3,48	27,3
1-9	1	1,8	2,06	1,05	2,44	1,17	0,06	3,57	5,5	4,14	0,21	0,03	0,19	0	1,02	1,6	1,42	2,71	4,45	20,68
1-11	2	8,48	10,38	2,53	4,92	28,32	0	2,54	7,12	4,24	0,38	0,22	0,23	0,09	2,56	2,32	0,14	4,11	1,42	65,89
1-13	1	4,36	4,46	2,06	3,55	7,42	0,09	3,26	6,11	4,33	0,26	0,15	0,17	0,01	1,48	1,82	1,61	2,72	4,3	33,66
1-15	2	3,05	3,27	2,28	4,67	2,3	0,18	4,15	7,74	5,12	0,66	0,5	0,3	0	1,24	1,89	0,35	4,77	4,4	32,03
2-1	1	2,77	2,97	1,98	3,35	1,52	0,13	3,79	7,63	5,19	0,36	0,14	0,24	0,05	1,42	1,91	1,23	3,95	5,76	28,73
2-2	1	2,21	2,57	1,55	3,58	1,25	0	4,67	5,56	6,72	0,76	0,28	0,33	0,1	1,34	1,91	1,66	5,07	4,95	25,22
2-3	1	2,02	2,56	1,64	3,82	1,37	0	3,49	5,79	3,96	0,34	0,1	0,26	0,04	1,21	1,45	0,63	3,33	3,85	23,13
2-4	1	3,36	3,59	2,21	4,31	3,99	0,11	4,5	6,73	4,54	0,39	0,23	0,27	0	1,47	1,87	1,04	3,48	4,8	32,02
2-6	2	7,72	9,37	3,95	12,9	18,94	1,36	2,9	19,72	5,67	1,19	1,83	0,64	0	3,04	2,89	0,09	5,58	5,62	77,84
2-7	2	6,86	7,33	5,14	5,19	8,55	0,46	4,02	16,16	6,83	0,74	0,97	0,36	0	2,3	2,6	0,68	6,15	4,69	57,2
2-8	1	4,77	4,62	3,22	6,24	3,17	0,21	3,75	10,73	5,6	0,44	0,37	0,31	0,03	1,7	2,04	1,32	4,29	4,43	36,99
2-9	2	5,38	4,79	3,34	5,45	3,13	0,36	3,21	11,91	6,57	0,73	1	0,37	0	5,64	1,82	0	6,57	2,76	39,74
2-10	2	2,91	3,36	2,18	4,98	2,63	0,18	4,89	7,12	5,24	0,65	0,74	0,34	0,1	1,35	1,83	0,43	4,81	4,17	31,1
2-11	2	4,6	4,82	3,21	6,61	4,12	0,34	4,79	9,86	6,53	0,86	1,01	0,38	0,07	1,64	2,01	0	6,53	4,02	40,1

Station	Cluster	Chlc3	Chlc1c2	Peri	But	Fuco	Allo	Zea	Hex	TChlb	Neox	Pras	Viol	Diat	Ddx	Carot	DVChlb	Chlb	DVChla	TChla
2-13	2	6,68	5,62	2,71	4,77	3,53	0,22	3,75	9,3	3,92	0,36	0,27	0,21	0,07	1,66	1,79	0,6	3,32	2,73	33,94
2-14	2	5,13	5,06	2,83	5,84	2,93	0,17	5,38	18,38	6,14	0,71	0,73	0,32	0,07	2,09	2,46	0,25	5,88	4,15	45,37
2-15	1	2,64	2,66	1,84	3,29	1,73	0,02	3,68	6,28	5,86	0,26	0,09	0,17	0,05	1,12	1,84	3,03	2,83	4,02	23,42
2-16	1	4,24	4,58	3,08	2,09	1,46	0,04	4,22	4,9	4,82	0,18	0,03	0,13	-	1,12	1,89	2,47	2,35	4,49	22,76
2-17	1	4,82	5,19	2,59	4,38	6,94	0,1	3,72	9,17	8,36	0,37	0,17	0,23	0,07	1,81	2,35	4,1	4,26	5,01	39,17
2-19	2	3,18	7,05	7,92	4,72	8,61	0,89	5,42	11,75	5,45	0,89	1,32	0,58	0,04	2,82	2,93	0,2	5,25	5,63	60,81
3-2	2	2,92	5,97	0,67	3,53	4,88	7,45	2,71	5,85	3,32	0,45	1,2	0,37	0	1	2,38	0	3,32	0	51,04
3-3	2	5,81	9,37	4,53	6,07	11,05	6,33	3,17	10,92	6,21	0,79	1,73	0,45	0	2,26	3,26	0,68	5,53	2,72	72,65
3-6	1	2,2	2,56	2,28	2,53	2,24	0	2,38	5,94	2,79	0,14	0	0,15	0,11	1,42	1,36	1,1	1,68	2,54	21,69
3-7	2	6,35	10,38	4,25	3,27	12,56	7,16	5,77	9,29	10,15	1,11	2,8	0,78	0,08	1,99	4,36	0,57	9,59	3,79	88,78
3-9	1	2,52	3,23	2,13	2,82	5,25	0,08	2,84	6,34	1,89	0,26	0,13	0,18	0	1,23	1,41	0,12	1,76	2,83	29,66
3-11	1	3,16	3,18	1,99	2,65	4,93	0	3,48	5,26	4,1	0,2	0,02	0,17	0,1	1,34	1,61	1,97	2,13	3,22	26,63
4-2	1	3,06	2,93	2,27	3,69	1,85	0,16	3,18	6,54	5,57	0,3	0,22	0,14	0	1,03	1,56	1,95	3,62	4,47	24,95
4-3	2	4,91	5,78	3,94	4,68	11,26	0,23	3,34	7,56	6,18	0,52	0,39	0,31	0,09	2,05	2,01	1,21	4,96	3,96	48,31
4-4	2	2,93	5,89	6,49	5,35	8,52	0,38	5,07	22,03	2,39	0,54	0,51	0,32	0,02	2,87	2,94	0,25	2,14	7,52	59,96
4-5	1	1,93	2,37	1,08	0,57	2,14	0,09	2,91	5,67	3,18	0,24	0,14	0,06	0,03	1,03	1,49	1,04	2,14	3,89	21,48
4-6	1	2,2	3	1,83	3,38	3,28	0,09	3,65	6,24	4,08	0,26	0,12	0,19	0,17	1,53	1,74	1,05	3,04	4,33	26,83
4-7	1	1,81	2,11	1,31	2,11	0,94	0,01	3,55	6,03	3,88	0,2	0,02	0,2	0,08	1,12	1,48	1,26	2,75	4,4	20,68
4-8	1	2,3	2,93	2,31	3,37	1,4	0,09	3,89	7,5	4,49	0,41	0,11	0,25	0	1,29	1,84	0,79	3,7	5,33	28,14
4-9	1	2,15	2,47	1,14	2,72	1,2	0,15	3,49	6,58	5,64	0,27	0,06	0,2	0,02	1,01	2	2,47	3,18	5,42	24,43

Station	Cluster	Chlc3	Chlc1c2	Peri	But	Fuco	Allo	Zea	Hex	TChlb	Neox	Pras	Viol	Diat	Ddx	Carot	DVChlb	Chlb	DVChla	TChla
4-10	1	2,06	3,36	3,46	3,1	1,21	0,04	4,36	8,28	2,89	0,31	0	0,29	0,17	1,84	1,68	0,41	2,48	5	29,16
4-11	2	3,98	5,25	4,34	5,74	5,86	0,44	3,5	10,12	5,39	0,76	0,69	0,37	0,08	2	2,13	0,26	5,13	3,86	43,61
4-12	1	2,02	2,14	0,98	2,92	0,96	0,08	3,13	5,55	6,62	0,26	0,14	0,17	0	0,92	1,81	3,77	2,84	4,92	20,5
4-13	1	3	2,95	2,39	3,54	1,11	0,02	3,04	8,48	6,29	0,32	0,04	0,24	0	1,16	2,04	2,9	3,39	5,78	28,26
4-14	2	4,56	6,03	6,66	6,54	3,43	0,23	2,97	9,35	8,7	0,77	0,35	0,31	0,21	2,02	2,15	1,62	7,07	4,71	43,22
4-15	1	3,15	3,66	2,76	3,83	1,52	0,07	3,85	9,45	4,97	0,38	0,04	0,23	0	1,38	1,94	1,02	3,95	5,76	31,57
4-16	1	1,53	2,25	1,72	2,27	0,97	0	2,94	5,38	4,33	0,19	0,04	0,18	0	1,06	1,42	2,09	2,25	3,07	19,23

Rouge : stations du transect ouest-est

Bleu : stations du transect est-nord-est

Résumé

Le phytoplancton marin constitue la base du réseau trophique marin. Sa diversité (taille et pigmentation) a un impact significatif sur les processus biogéochimiques tels que l'efficacité de la photosynthèse, les interactions trophiques et les flux globaux de carbone. Jusqu'à présent, la qualité et la quantité de phytoplancton dans le bassin algérien sont peu connues. La présente thèse analyse la distribution des communautés phytoplanctoniques dans le bassin algérien sur la base d'une analyse HPLC/Chémotaxonomie pour la saison estivale de 2014. Le logiciel de taxonomie chimique CHEMTAX v1.95 a été utilisé pour estimer les contributions des différents groupes de phytoplancton à la chlorophylle a totale (TChl a). Les résultats ont montré que les prymnésiophytes étaient le groupe dominant (16%) dans le nanoplancton et occupaient toute la colonne d'eau, tandis que les cryptophytes ont été observées exclusivement dans la région occidentale du bassin et ont contribué à environ 6 % à la TChl a. Les diatomées avaient les contributions les plus élevées à la TChl a (18%), et leur émergence était liée à l'enrichissement en nutriments. Les dinoflagellés avaient une contribution d'environ 12 % avec peu de variation dans l'ensemble du bassin. Les *Prochlorococcus* avaient une contribution d'environ 13 % et prédominaient dans les couches profondes (60-100 m) sous la nitracline, tandis que les *Synechococcus* (11 %) occupaient les couches moins profondes (10-60 m) (sous la couche de mélange MLD) en suivant l'appauvrissement des eaux en nutriments. En outre, on peut noter que les communautés phytoplanctoniques étaient plus diversifiées et plus abondantes dans la partie occidentale du bassin, qui est sous l'influence des eaux atlantiques et de l'enrichissement profond en nutriments, tandis que la partie orientale était moins productive avec une faible diversité et une dominance de nanoplancton et de picoplancton.

Mots-clés : Phytoplancton, Pigments phytoplanctoniques, Communautés phytoplanctoniques, CHEMTAX, Bassin algérien, Méditerranée occidentale

Abstract

Marine phytoplankton form the basis of the marine food web. Its diversity (size and pigmentation) has a significant impact on biogeochemical processes such as photosynthetic efficiency, trophic interactions and global carbon fluxes. To date, little is known about the quality and quantity of phytoplankton in the Algerian basin. The present thesis analyzes the distribution of phytoplankton communities in the Algerian basin on the basis of HPLC/Chemotaxonomy analysis for the 2014 summer season. CHEMTAX v1.95 chemical taxonomy software was used to estimate the contributions of different phytoplankton groups to total chlorophyll a (TChl a). The results showed that prymnesiophytes were the dominant group (16%) in the nanoplankton and occupied the entire water column, while cryptophytes were observed exclusively in the western region of the basin and contributed around 6% to TChl a. Diatoms had the highest contributions to TChl a (18%), and their emergence was linked to nutrient enrichment. Dinoflagellates contributed around 12%, with little variation across the basin. *Prochlorococcus* had a contribution of around 13% and predominated in the deeper layers (60-100 m) below the nitracline, while *Synechococcus* (11%) occupied the shallower layers (10-60 m) (below the MLD mixing layer) following the nutrient depletion of the waters. Furthermore, phytoplankton communities were more diverse and abundant in the western part of the basin, influenced by Atlantic waters and deep nutrient enrichment, while the eastern part was less productive, with low diversity and a dominance of nanoplankton and picoplankton.

Key Words: Phytoplankton, Phytoplankton pigments, Phytoplankton community, CHEMTAX, Algerian basin, West Mediterranean

ملخص

تشكل العوالق النباتية البحرية أساس السلسلة الغذائية البحرية. ويؤثر تنوعها (حجمها واصباغها) تأثيراً كبيراً على العمليات الجيوكيميائية الحيوية مثل فعالية التركيب الضوئي والتفاعلات الغذائية وانسيابات الكربون العالمية. حتى الآن، لا يُعرف الكثير عن نوعية وكمية العوالق النباتية في الحوض الجزائري. تقوم هذه الأطروحة بتحليل توزيع مجتمعات العوالق النباتية في الحوض الجزائري على أساس التحليل الكيميائي عالي الكثافة لموسم صيف 2014. استُخدم برنامج التصنيف الكيميائي CHEMTAX v1.95 لتقدير مساهمات مجموعات العوالق النباتية المختلفة في إجمالي اليخضور أ. أظهرت النتائج أن مجموعة عوالق prymnesiophytes كانت المجموعة المهيمنة (16%) في العوالق النانوية وشغلت عمق الماء بأكمله، بينما لوحظت مجموعة الكريبتوفيتات حصرياً في المنطقة الغربية. وكان للدياتومات أعلى إسهامات (18%) في اليخضور أ، وارتبط ظهورها بتوفر الأملاح المغذية. وساهمت الدينوفلاجيلات بحوالي 12%، مع تباين طفيف عبر الحوض. وساهمت *Prochlorococcus* بحوالي 13% وسادت في الطبقات العميقة (60-100 متر) تحت خط النيتراكلاين، بينما احتلت *Synechococcus* الطبقات الضحلة (10-60 متر) بنسبة 11% (تحت طبقة الامتزاج MLD) بعد نزوب المغذيات في المياه. وعلاوة على ذلك، كانت مجتمعات العوالق النباتية أكثر تنوعاً ووفرة في الجزء الغربي من الحوض، متأثرة بالمياه الأطلسية والإثراء العميق بالمغذيات، في حين كان الجزء الشرقي من الحوض أقل إنتاجية، مع تنوع منخفض وهيمنة العوالق النانوية والعوالق البيكوبلانكتونية. وساهمت بحوالي 6% من إجمالي اليخضور أ.

الكلمات المفتاحية : العوالق النباتية، أصباغ العوالق النباتية، مجتمع العوالق النباتية، CHEMTAX، الحوض الجزائري، غرب البحر الأبيض المتوسط