HAL
open science

Etude de l'habitat épipélagique du Golfe de Tadjourah (Djibouti) : structures de variabilité et processus qui les gouvernent

Moussa Omar Youssouf

To cite this version:

Moussa Omar Youssouf. Etude de l'habitat épipélagique du Golfe de Tadjourah (Djibouti) : structures de variabilité et processus qui les gouvernent. Océanographie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2016. Français. NNT : 2016BRES0017 . tel-02191547

HAL Id: tel-02191547

https://theses.hal.science/tel-02191547v1

Submitted on 23 Jul 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

université de bretagne occidentale

THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de :

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Océanographie

École Doctorale des Sciences de la Mer

Présentée par

MOUSSA OMAR YOUSSOUF

Préparée au sein de l'unité de recherche : UMR6539

Laboratoire des Sciences de l'Environnement Marin

Unité mixte : Etude intégrée du fonctionnement des écosystèmes

Institut Universitaire Européen de la Mer

Etude de l'habitat épipélagique du Golfe de Tadjourah (Djibouti) :

Structures de variabilité et processus qui les gouvernent.

Thèse soutenue le 23 mars 2016 devant le jury composé de :

Sabrina SPEICH : Professeur des universités, École Normale Supérieure, Présidente du Jury

Bruno Zakardjian : Professeur des universités, Université Sud-Toulon, Examinateur/Rapporteur

Laurent MEMERY : Directeur de recherche CNRS Directeur de thèse

Xavier CARTON, Professeur des universités Université de Bretagne Occidentale / co-dircteur de thèse

Mohamed JALLUDIN
Directeur général du Centre d'Etude et de Recherche de Djibouti : Invité

Remerciements

Cette thèse a initialement bénéficié du soutien du gouvernement français par le biais du Service de Coopération et d'Action Culturelle de l'ambassade de France à Djibouti, que je tiens à remercier vivement. Je remercie également le Gouvernement djiboutien, et notamment le Centre d'Etude et de Recherche de Djibouti (CERD) qui a assuré la suite du financement ainsi que les travaux de terrain.

De prime abord, je remercie tous les membres du jury, en particulier Sabrina Speich et Bruno Kazadjian pour avoir accepté d'être rapporteur de cette thèse. Qu'ils soient remerciés pour l'intérêt porté à ce travail, le temps consacré et les commentaires objectifs sur le manuscrit.

Les résultats présentés dans ce manuscrit sont l'aboutissement d'un long cheminement et d'un travail de longue haleine. Je remercie toutes les personnes qui m'ont aidé tout au long de ce travail.

En premier lieu, je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à Laurent Mémery, mon directeur de thèse. Je le remercie d'abord de m'avoir accepté dans son laboratoire alors que mon projet de thèse n'était qu'à ses balbutiements et, mes connaissances dans le domaine océanographique étaient des plus élémentaires. Cette thèse a donc été pour moi une occasion de m'initier dans cette discipline passionnante qu'est l'océanographie. Je remercie mon directeur de thèse pour m'avoir fait confiance et laissé découvrir les choses par moi-même. L'apprentissage par la recherche, les questionnements et l'exigence d'aller au fonds des choses m'ont été très instructifs. Outre l'encadrement scientifique, je lui suis très redevable pour l'aide qu'il m'a apportée dans des moments difficiles.

Mes sincères remerciements aussi à Xavier Carton, qui a assuré le co-encadrement de cette thèse. Si nous nous n'étions pas croisé sur le chemin, certains travaux de cette thèse n'auraient pas vu le jour. Les deux dernières années que j'ai travaillé avec lui ont été très bénéfiques à plusieurs égards et riches d'enseignements. J'ai appris avec lui d'être plus précis et surtout de calculer, démontrer, répondre aux questions avec précision. J'ai beaucoup apprécié sa minutie et ses conseils qui m'ont été très utiles. Je le remercie pour sa sympathie et sa disponibilité.

Je remercie aussi tous ceux et celles qui ont contribué du près ou de loin, par leur engagement, leur geste de soutien et d'encouragement à ce travail :

Je remercie Dr Nabil Mohamed Ahmed, le ministre de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche de Djibouti, qui m'a incité et encouragé à faire cette thèse. Sans ses conseils et ses encouragements, j'aurais peut-être hésité à me lancer dans ce travail de long halène. Je me dois également de remercier mes collègues et responsables du Centre d'Etude et de Recherche de Djibouti (CERD) qui m'ont appuyé tout au long de ce travail : mes sincères remerciements à Dr Mohamed Jalludin, le directeur général du CERD, pour m'avoir orienté vers ce sujet très intéressant et qui m'a fait découvrir beaucoup de choses. Merci également pour s'être déplacé et assisté à la soutenance de cette thèse malgré votre agenda très chargé - un geste qui montre l'importance que vous accordez à la science et à la recherche scientifique. Ma gratitude et ma reconnaissance distinguée à Dr Abdourahman Daher Miraneh, directeur de l'Institut des Sciences de la Vie au CERD. Sans son engagement et son dynamisme, les différentes campagnes que nous avions menées dans un contexte socio-politique difficile, n'auraient pas pu voir le jour.

Je ne saurais oublier, Eric Duvielbourg, ingénieur au Laboratoire des Sciences de l'Environnement Marin (LEMAR). Je lui suis très reconnaissant pour m'avoir accompagné sur le terrain et assisté à l'échantillonnage. Nous avons ensemble défié les grandes vagues, au péril de notre vie, et réalisé des mesures en plein été durant lequel les eaux du Golfe de Tadjourah sont très hostiles et dangereuses. Un grand merci également à Manon LE GOFF, responsable du laboratoire de chimie au LEMAR ainsi qu'à Farhan BOURALEH du laboratoire de géochimie au CERD, tous deux m'ont assisté dans les analyses des nutriments, un domaine dont j'ignorai beaucoup de choses. Je remercie également tous les informaticiens du LEMAR et particulièrement, Camille Mazoyer, Emmanuel Tabouret et Alain Lemercier, qui m'ont soutenu au tout début, quand je ne maitrisais pas les outils informatiques (Linux et Matlab).

Mes pensées aussi à Tony, JP (Jean-Philippe) et Romain, les doctorants avec qui j'ai partagé mon bureau. Nous avons passé des moments agréables qui resteront gravés dans ma mémoire. Merci à tous les Lemariens, en particulier à Anne Sophie Podeur, Laurent Chauvaud et Jacques Clavier pour l'accueil et la sympathie.

Enfin, je ne pourrais terminer sans dire un mot à mes parents. Sans leur intuition et leur clairvoyance, je ne pourrais parvenir à ce niveau. Merci infiniment ! ce travail est aussi le vôtre.

Je dédie cette thèse à :

Mon grand-père maternel, Moussa Hamadou Idiris (Arroumleh Moussa), Mon père, OMAR YOUSSOUF HAMID, Ma mère, NASRO MOUSSA HAMADOU, Ma fille NASRO MOUSSA OMAR Ma femme HALIMA ADEN KAKO

Que toutes ces personnes trouvent dans ce modeste travail ma reconnaissance pour leur amour, pour leur patience et pour tous leurs sacrifices.

Liste des abréviations

AVHRR : Advanced Very High Resolution Radiometer

CHL-a : Concentration de la chlorophylle *a*

EMEUTSAT : Organisation européenne pour l'exploitation des satellites météorologiques

GAC : Global Area Coverage

GAIW Gulf of Aden Intermediate Water

GASSW : Gulf of Aden Subsurface Water

GASW : Gulf of Aden Surface Water

GdA : Golfe d'Aden

GdT : Golfe de Tadjourah

GIEC : Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat

GTSSW : Gulf of Tadjourah Subsurface Water.

GTSSW : Gulf of Tadjourah Subsurface Water.

IIOE : International Indien Ocean Expedition

ML : Mixed Layer

MLD : Mixed Layer Depth

MNE : Mousson du nord-est

MPC : Maximum profond de la chlorophylle

MSO : Mousson du Sud-ouest

PPN : Production primaire net de l'océan

REDSOX : Red sea outflow experiment

RSOW : Red Sea outflow water

SAF : Réseau des centres d'applications satellitaires

SST : Température de la surface de la mer

SW : Surface water

ZEED : Zone économique exclusive de Djibouti

WOCE : World ocean circulation experiment

Table des matières

Remerciements ii
Liste des abréviations v
Table des matières vi
Index des figures ix
Index des tableaux xiii

INTRODUCTION GENERALE 1

CHAPITRE 1 : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE 7

1.1 Introduction 8
1.2 Caractéristiques du Golfe d'Aden 8
1.2.1 Conditions climatiques 9
1.2.1.1 Circulation atmosphérique 9
1.2.1.3 Température de l'air, humidité relative et bilans de chaleur 11
1.2.2 Conditions océanographiques du GdA 12
1.2.2.1 Circulation de surface, de subsurface et hydrographie 12
1.2.2.2 Structure thermohaline 15
1.2.2.3 Structures biogéochimiques de surface et de subsurface 17
1.3 Echanges d'eau du Golfe d'Aden avec la Mer Rouge et la Mer d'Arabie 20
1.4 Etat de l'art dans le Golfe de Tadjourah 22
1.4.1 Présentation de la zone d'étude 22
1.4.1.1Milieu physique 22
1.4.1.3 Les conditions de l'environnement marin 25

PREMIERE PARTIE 29

CHAPITRE 2 : PRINCIPALES STRUCTURES DE VARIABILITE DE LA SURFACE DE LA MER 30

2.1 Introduction 31
2.2 Méthodologie 31
2.2.1 Données utilisées 31
2.2.2.1 Délimitation de la zone d'étude et prétraitement de données 34
2.2.2.4 Comparaison de données satellites versus les données in situ 39
2.3.1 Variabilité temporelle 40
2.3.1.1 Analyse descriptive simple des séries temporelles de la SST et de la CHL-a 40
2.3.1.3 Analyse des résultats de décomposition par la méthode SSA 42
2.3.1.5 Analyse des tendances long terme (2000-2009) 47
2.3.2 Variabilité spatiale 48
2.3.2.2 Climatologie mensuelle des champs SST et CHL-a 50
2.3.2.3 Résultats de l'analyse EOF 52
2.3.2.4 Variabilité intra-saisonnière 55
2.3.2.5 Résultats de l'analyse EOF des champs SST et CHL-a à l'échelle sous-régionale 58
2.3.7 Analyse de la relation entre SST et CHL-a 61
2.3.7.1 Analyse spectrale singulière multivariée (M-SSA) 62
2.3.7.2 Analyse des modes couplés par la méthode SVD 64

2.4 Discussion **65**

CHAPITRE 3 : LES EFFETS DES INTERACTIONS AIR – MER SUR LES STRUCTURES DE VARIABILITE DE LA SURFACE DE LA MER **72**

3.1 Introduction **73**
3.2 Données utilisées **75**
3.2.1 Choix de paramètres météorologiques 75
3.2.2 Données satellites 75
3.2.2.2 données atmosphériques in situ 76
3.2.2.3 Données de ré-analyse ECMWF 76
3.3 Méthodes d'analyse **76**
3.4 Résultats **78**
3.4.1 Evolution annuelle des conditions météorologiques au-dessus du Golfe de Tadjourah 78
3.3.1 Analyse de la variabilité temporelle de paramètres atmosphériques 81
3.3.4 Analyse M-SSA 83
2.3.6 Flux net annuel de chaleur à la surface de la mer 87
3.5 Discussions **93**

DEUXIEME PARTIE **97**

CHAPITRE 4 : VARIATIONS VERTICALES DES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES **98**

4.1 Introduction **99**
4.2 Matériels et Méthodes **100**
4.2.1 Choix des sites de mesures 100
4.2.3 Procédé des mesures 102
4.2.3.2 Prélèvements et mesures des nutriments 103
4.2.4 Données 103
4.2.5 Méthodes d'analyse 104
4.2.5.1 La couche de mélange (MLD) 104
4.3.1. Température 107
4.3.2 Salinité 108
4.3.3 Evolution verticale de la Chlorophylle a (CHL-a), de l'oxygène dissous (OD) et des nutriments 110

CHAPITRE 5 : EVOLUTION SAISONNIERE DE LA STRUCTURE VERTICALE DE LA COLONNE DANS LE GOLFE DE TADJOURAH **126**

5.1 Introduction **127**
5.2 Méthodes d'étude **127**
5.3 Résultats **129**
5.3.1 Evolution saisonnière des profils verticaux et de sections 129
5.3.1.1 Evolution de la structure thermique 129
5.3.1.2 Evolution de la structure haline 132
5.3.1.3 Chlorophylle a 134
5.3.1.4 Oxygène dissous (OD) 136

5.3.1.5 Nutriments 138
5.3.1.6 Evolution des courants marins 139
5.3.1.7 Le contenu en chaleur et en sel et leurs variations saisonnières 143
5.3 Discussions 147

TROISIEME PARTIE 151

CHAPITRE 6 : MASSES D'EAU CONSTITUANT LA COUCHE SUPERIEURE (0-200 M) DANS LE GOLFE DE TADJOURAH 152

6.1 Introduction 153
6.2 Données et méthodes 154
6.3 Résultats 155
6.3.1 Eaux de surface 157
6.3.2 Les eaux intermédiaire (thermocline) 158
6.3.3 Eaux de subsurface 159
6.4.1.1 Les Eaux de Surface du Golfe d'Aden 162
6.4.1.2 Eau de Subsurface du Golfe d'Aden 163
6.4 Discussion et conclusion 169

CHAPITRE 7 : LES STRUCTURES DE SURFACE ET DE SUBSURFACE COMPAREES AUX SORTIES DU MODELE HYCOM 174

7.1 Introduction 175
7.2 Méthodes d'analyse 176
7.3 Résultats 177
7.3.1 Température 177
7.3.1.1 Moyenne spatiale de la température de la surface de la mer (SST) 177
7.3.1.2 Les moyennes mensuelles de la SST 178
7.3.2 Salinité 182
7.3.2.1 Evolution annuelle de la salinité de surface 182
7.3.2.2 Les moyennes mensuelles de la salinité de surface 182
7.3.3 Les courants marins 186
7.3.4 Hauteur d'eau 189
7.4 Conclusions 190

QUATRIEME PARTIE 191

CHAPITRE 8 : CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES 192

8.1 CONCLUSION GENERALE 193
8.2 PERSPECTIVES 202

BIBLIOGRAPHIE 212

ANNEXE A : RAPPELS SUR LES METHODES D'ANALYSE STATISTIQUES UTILISEES 226

ANNEXE B : CAMPAGNES DE JUILLET-AOUT, SEPTEMBRE ET FEVRIER 232

Index des figures

Figure. 0.1 : Carte bathymétrique du Golfe de Tadjourah. A noter que le Rift de Tadjourah, plus profond à l'est, se prolonge vers l'ouest. Le plateau continental est plus étendu au sud-est (Source : SHOM ; 2014) **2**

Figure 1.1 : Carte bathymétrique montrant le Golfe d'Aden, le Sud de la Mer Rouge et le Golfe de Tadjourah (zonre encadrée en blanc) : source : Aiki et al,. 2006) **8**

Figure 1.2 : Climatologie de la direction du vent à la surface de la mer sur le Golfe d'Aden et le Sud de la Mer Rouge : Données de QuikSCAT (source : Al Saafani, 2008) **10**

Figure 1.3 : Flux annuels de chaleur à l'interface air-mer dans le Golfe d'Aden : a) flux des radiations solaires (Qsw), b) flux sensible (Qsensible), c) flux latent (Qlatent) et d) flux de radiations de grande longueur d'onde (Qlw), e) flux annuel net de chaleur. Les moyennes mensuelles couvrent la période de (source : Sultan and Ahmed, 1996) **12**

Figure 1.4 : Schémas général des courants de surface dans le Golfe d'Aden montrant : 1) deux régimes de courants qui s'inversent suivant les saisons sur les côtes nord et sud, 2) un ensemble de tourbillons cycloniques et anticloniques dont le sens de propagation change en fonction des saisons (Source : Bower and Fratantoni, 2002, REDSOX1, February-March 2001) **13**

Figure 1.5 : Diagramme θ,S montrant les quatre masses d'eau du Golfe d'Aden : **1**) Eau de surface entre les isopycnes $\sigma = 23.5$ et $\sigma = 25$ **2**) Eau Intermédiaire du GdA, $26<\sigma<26.5$, **3**) Eau sortant de la Mer Rouge, $27<\sigma<27.4$ **4**) Eau profonde du GdA, $27.4<\sigma<28$, (source : Al Saafani and shinoi) **14**

Figure 1.6 : Evolution annuelle de SST en Mer d'Arabie comparée à celle de la Mer Rouge (a) et du Golfe d'Aden **16**

Figure 1.7 : Distribution spatiale de SST dans les régions de la Mer d'Arabie, du Golfe d'Aden et de la Mer Rouge durant les saisons hiver (a), de printemps (b), été (c) et automne (d) (d'après Alkawri and Gamoyo, 2014) **16**

Figure : 1.8 : Distribution verticale de nitrates (a), de phosphates (b) et de la concentration de la chlorophylle-a (c) dans le Golfe d'Aden. Données issues de World Ocean A WOA. Les données de SeaWiFS (CHL-A) ont été moyennées sur tout le Golfe d'Aden (1998-2010). Les lignes en traits blanc indiquent les isothermes superposées aux concentrations de nitrates et de phosphates (source : Yao and Hoteit, 2015). **19**

Figure 1.9 : En haut, les échanges d'eau entre le GdA et la Mer Rouge a) hiver, b) été. En bas : les gradients de la température (c) de la salinité (d), de l'oxygène dissous (e), (source : Fieux, 2010) **21**

Figure 1.10 : Carte bathymétrique du Golfe de Tadjourah. Le plateau continental au sud-est s'étendant vers le nord jusqu'aux îles Musha et Maskali, est peu profond. Le point rouge indique la position de la station d'échantillonnage lors du REDSOX-1 (Red Sea Outflow Experiment (source : Sismer, Ifremer) **23**

Figure 1.11 En haut : profils verticaux de la température : (a et b) et localisation des stations de mesure (c) (source : Reports on survey with Dr Fridtjof Nansen 2-3 March 1981). En bas : profils verticaux de la température potentielle (d), de la salinité (e), d'anomalie de densité (f) et de l'oxygène dissous (g). La position de la station échantillonnée lors du REDSOX-1 est indiquée à la figure 1.10-b **27**

Figure 2.1 : Données satellites issues du radiomètre AVHRR-3 MetopA (en rouge) comparées aux données *in situ* (en bleu) mesurées dans le Golfe de Tadjourah **40**

Figure 2.2 : Evolution temporelle des moyennes spatiales (8-jours) de la SST, 2008-2012 (en haut) et de la CHL-a, 2005-2011 (en bas) **41**

Figure 2.3 : Fonction d'autocorrélation (FAC) de la SST et de la CHL-a pour les décalages $\tau = 0$ à $\tau = 88$ (8-jours) **41**

Figure 2.4 : Pourcentages de variance expliquées par chaque composante principale en fonction de leurs rangs, (a) SST et(b) CHL-a, ainsi que les matrices de corrélation entre les composantes principales correspondantes (b et b') **43**

Figure 2.5 : Résultats de décomposition par la SSA de la série SST : (a) Composantes principales temporelles, (b) la série temporelle reconstruite et (c) les résidus **44**
Figure 2.6 : Résultats de décomposition par la SSA de la série CHL-a : (a) Composantes principales temporelles, (b) la série temporelle reconstruite et (c) les résidus **44**
Figure 2.7 : Analyse spectrale de la SST (a) et de la CHL-a (b). A noter la prédominance du cycle annuel dans les deux cas, et la présence des pics de courtes périodes dans le périodogramme de la CHL-a **45**
Figure 2.8 : Résultats du test de Monte Carlo : valeurs propres issues de la SSA superposées à l'intervalle de confiance du bruit rouge (AR1), SST(gauche), CHL-a (droite) **47**
Figure 2.9 : Régression linéaire appliquée aux résidus des séries temporelle de la SST (en haut) et de la CHL-a (en bas) **48**
Figure 2.10 : Partition du Golfe de Tadjourah en quatre zones : Z1 (sud-est), Z2 (nord-est), Z3 (ouest) et Z4 (baie de Ghoubet al Kharab) **49**
Figure 2.11 : Evolution des séries temporelles mensuelles calculées sur les zones Z1(bleu), Z2 (rouge), Z3 (vert) et Z4 (noir), de 2008 à 2010 (SST) et de 2005-2011 (CHLa) **50**
Figure 2.12 : Climatologie du champ SST (2008-2012) montrant les variations mensuelles des anomalies de la SST dans le Golfe de Tadjourah **51**
Figure 2.13 : Climatologie du champ CHL-a, montrant les anomalies mensuelles de la concentration de la chlorophylle *a* dans le Golfe de Tadjourah (échelle logarithmique à base 10) **52**
Figure 2.14 : Résultats de décomposition par la méthode d'analyse en composante principale appliquée aux series d'images de la SST : (a et b), les EOF 1 et 2 (a',b') leurs coefficients temporels, (c et d) les pourcentages de variance expliquée (c) et les rapports de distance entre valeurs propres voisines **53**
Figure 2.15 : Résultats de décomposition par la méthde d'analyse en compsante principale appliqées aux séries d'images de la CHL-a : (a et b), les EOF 1 et 2 (a',b') leurs coefficients temporels, (c et d) les pourcentages de variance expliquée (c) et les rapports de distance entre valeurs propres voisines **55**
Figure 2.16 : Modes EOF intra saisonniers du champ SST pour la période d'hiver (NDJFMA) **56**
Figure 2.17 : Modes EOF intra saisonniers du champ SST pour la période d'été (MJJASO) **57**
Figure 2.18 : Modes EOF intra saisonniers du champ CHL-a pour la période d'été (gauche) et d'hiver (droite) **58**
Figure 2.19 : EOF des champs SST (droite) et CHL-a (gauche) à l'échelle sous-régionale, Ouest du golfe d' Aden et sud de la Mer Rouge, jusqu'à 14°N **60**
Figure 2.20 : Composantes temporelles des EOFr sous-régionaux de CHL-a (a,b,c) et SST (d,e,f) **61**
Figure 2.21 : Modes de co-variabilité M-SSA des séries SST et CHL-a sur la période de 2008-2011. En haut : les pourcentages de variance expliquée en fonction des rangs de valeurs propres ; en bas à gauche ; les composantes du premier et du deuxième mode M-SSA et à droite : leurs périodogrammes **63**
Figure 2.22 : Mode SVD couplés de la CHL-a (droite) et de la SST (gauche) sur la période de 4 ans (2008-2011). **64**
Figure 3.1 : Climatologie de la direction du vent dans le GdA et le Sud de la mer Rouge **79**
Figure 3.2 : Climatologie de la direction du vent superposée à la tension du vent à l'ouest du Golfe d'Aden et au sud de la mer Rouge jusqu'15°N (données du diffusiomètre ASCAT (MetopA) **80**
Figure 3.3 Les séries temporelles SST et CHL-a et les series temporelles des paramètres météorologiques (température et humidité spécifique de l'air et la vitesse du vent), 2005-2011 **81**
Figure 3.4 : Evolution annuelle des paramètres atmosphériques dans le GdT (En bleu : données satellites, en noir : données in situ) : a) et a') température de l'air, b) et b') humidité de l'air, c) et c') vitesse du vent **82**
Figure 3.5 : Pourcentages de variance expliquée en fonction des rangs des valeurs propres (a), rapport des distances en fonction des rangs de valeurs propres (b) **85**
Figure 3.6 : Résultats de décomposition M-SSA des séries temporelles océaniques et atmosphériques. A gauche, les composantes composantes du premier mode M-SSA. A droite leur pédiodogramme indiquant que le cycle annuel est le signal cummun aux paramètres océanique et atmosphériques **85**
Figure 3.7 : Série temporelle de la température de l'air (Tair) superposée à la série temporelle de la SST pour la période de 2005 à 2009 (moyenne 8-jours). A noter que durant l'été Tair > SST alors qu'en hiver Tair < SST **88**
Figure 3.8 En bleu les séries temporelles des flux solaire (a), thermique (b), latent (c) et sensible (d). En rouge, les séries temporelles correspondantes filtrées **89**
Figure 3.9 : Analyse spectrale des séries temporelles de flux de chaleur **90**

Figure 3.10 : Les flux annuels de chaleurs : flux solaire (marron), flux thermique (rouge), thermique latent (noir) et flux sensible (bleu) **90**
Figure 3.11 : (a) Série temporelle de Qsurf(t) superposée à la série temporelle de la SST **93**
Figure 4.1 : Carte schématique du Golfe de Tadjourah montrant les positions des stations de mesures. A l'est, les quatre stations (E01, E02, E03, E04) ; au centre, les trois stations (C01, C02, C03) et à l'ouest, la station W01. La station E01 est située sur le plateau continental (30 m), les autres stations sont situées en zones plus profondes (voir bathymétrie, fig.1.10) **101**
Figure 4.2 : En haut, schéma illustrant les méthodes d'angle maximum et de gradient moyen (a). En bas, schéma montrant la détermination de la profondeur de la couche de mélange à partir des profils de la température en utilisant les trois méthodes : méthode de dérivée seconde (b), la méthode d'angle maximum (c) et la méthode du gradient moyen **106**
Figure 4.3 : Profils verticaux de la température (a) et de la densité (b) entre la surface et 200 m, observés en juillet-aout 2013 sur les huit stations de mesures dans le Golfe de Tadjourah **107**
Figure 4.4 : L'évolution verticale de la salinité observée en juillet-aout 2013 sur les 8 stations de mesure dans le Golfe de Tadjourah, entre la surface et 200 m de profondeur **109**
Figure 4.5 : Evolution verticale de la concentration de la chlorophylle a (a), de la teneur en oxygène dissous mesuré (c), la saturation en oxygène dissous (d) ; l'utilisation apparente de l'oxygène (b). Campagne de mesures in situ dans le Golfe de Tadjourah, juillet-aout 2013 **112**
Figure 4.6 : Droite de régression linéaire entre le maximum profond de la chlorophylle et l'épaisseur de la couche de mélange (gauche) ; l'oxygène dissous et la température potentielle (droite). **112**
Figure 4.7 : Variation verticale de la teneur d'eau en nutriments (phosphate, ammonium, silicate et nitrite) sur les stations échantillonnés en juillet (E01, C01 C02 et W01). **113**
Figure 4.8 : Profils verticaux des courants horizontaux et de leurs composantes zonale et méridienne en fonction de la profondeur, mesurés en juillet sur les les stations E01, E02, C01 et W01 2003 **114**
Figure 4.9 : Transports de chaleur (a) et de sels (b). Ces transports sont estimés en intégrant le produit de la chaleur ($\rho \times Cp \times Tz$) et de sels (Sz) par le vecteur courant (U) à travers la section est-ouest (LxD) **116**
Figure 4.10 : Direction du vent moyen (A) et du courant d'Ekman (B), supperposés à la tension du vent durant le mois de juillet (Les données sur le champ vent sont de résolution spatiale de 1/8° et proviennent des ré-analysis ECMF). La zone délimitée couvre le sud de la Mer Rouge, l'ouest du Golfe d'Aden et le Golfe de Tadjourah (zone encadrée) **118**
Figure 4.11 : Schéma illustrant le procédé de calcul du courant géostrophique entre deux stations séparées par une distance L, et par rapport à la pression de référence Pref tiré de Fieux, 2010) **120**
Figure 4.12 : Profils verticaux des courants géostrophiques : a) courant zonal b) courants méridien. Des ajustements à chaque niveau sont réalisés en tenant compte des courants mesurés à la pression de référence (150 m). **120**
Figure 4.13 : Profils verticaux de gradient de la température sur les stations E03 (Est), C01 (centre sud) et W01 (ouest). Noter que le gradient augmente dans la zone proche de la surface sur les station C01 et W01 alors qu'à la station E02, le changement de gradient thermique ne s'observe qu'à 30 m de profondeur **122**
Figure 4.14 : Champ de la tension du vent sur le Golfe de Tadjourah (Données Seawind, Ifremer/cersat, 0.25°×0.25° interpolées sur une grille de 0.125°×0.125). **123**
Figure 5.1 : Profils verticaux de la température en juillet 2013 (rouge), septembre 2013 (bleu) et février 2014 (vert). A noter l'apparente différence entre les trois périodes **129**
Figure 5.2 : Variations saisonnières de la structure verticale de la température : juillet-aout 2013 (gauche), septembre (centre) février (droite). En haut (section est-ouest), en bas (section nord-sud) **131**
Figure 5.3 : Profils verticaux de la salinité en juillet-aout (rouge), en septembre (bleu) et février (vert) sur les huit stations de mesures dans le Golfe de Tadjourah **132**
Figure 5.4 : Sections est-ouest de la salinité en juillet-aout (gauche), en septembre (au milieu) et en février (à droite). En bas, les sections nord-sud. **133**
Figure 5.5 : Profils verticaux de la concentration de la chlorophylle a en juillet-aout(rouge), en septembre (bleu) et en février (vert) sur les huit stations de mesures. Noter les pics de faibles amplitudes en février et l'approfondissement des maximums de CHL-a en septembre par rapport à juillet-aout. **134**
Figure 5.6 Sections est-ouest (haut) et nord-sud (bas) de la concentration de la chlorophylle a en juillet-aout, en septembre et en février **135**
Figure 5.7 : Profils verticaux de l'oxygène dissous en juillet-aout (rouge), en septembre (bleu) et en février sur les huit stations de mesures **136**

Figure 5.8 : La teneur en oxygène dissous ainsi que l'utilisation apparente de l'oxygène dissous (AOU) en septembre (a et a') et en février (b et b') **137**
Figure 5.9 : Concentrations en nutriments (phosphates, silicates, ammonium et nitrites) en fonction de la profondeur, mesurées en février 2014 sur les huit stations de mesures dans le Golfe de Tadjourah **138**
Figure 5.10 : Climatologie de la direction des courants d'Ekman à la surface superposée à la tension du vent, 1° de résolution spatiale, 2011 **140**
Figure 5.11 : Composantes zonale et méridienne du courant géostrophiques déduits des données in situ de température et de salinité, juillet-aout (haut) en septembre (en haut) et février (en bas) **142**
Figure 5.12 Différence du contenu thermique sur les stations E02, E03, E04 et W01, entre juillet et septembre (rouge) et entre septembre et février (bleu) **144**
Figure 5.13 Variation spatiale des différences du CT entre septembre et juillet (gauche) et entre février et septembre (droite). A noter la différence entre les deux périodes (CT : en joules/m²) **145**
Figure 5.14 Section nord-sud (haut) et est-ouest des différences de contenu (CS) en sel entre Septembre-juillet et entre février-septembre (Le CS en kg/m²) **146**
Figure 6.1 : Diagramme θ-S de la période de juillet a) de septembre b) et de février c). Noter les différences entre les trois périodes. Ces différences reflètent les variations des propriétés physiques des eaux de l'habitat épipélagique dans le Golfe de Tadjourah **161**
Figure 6.2 : Variance (Ecart-type) de la salinité en fonction de la profondeur en juillet, aout, septembre et février. A noter la forte variance de la salinité entre 30 et 60 m durant la période d'été (juillet, aout et septembre) **162**
Figure 6.3 : Diagrammes T-S aux stations E02, C01, C02 et W01 échantillonnées durant les mois de juillet-aout 2013 **160**
Figure 6.4 : Diagrammes T-S pour la période de septembre. Les mesures sont réalisées sur les mêmes stations de mesures, ici les six stations sont représentées **164**
Figure 6.5 : Diagrammes T-S pour la période de février. Données collectées sur les même stations que celles de juillet-aout et septembre **165**
Figure 6.6 : Diagramme θ-S de la période de juillet, auquel sont reportées les masses d'eau de références des mers environnantes (Mer Rouge et Golfe d'Aden). Ces masses d'eaux sont répertoriées par leurs densité, pour les températures et salinité déterminées (a) et la section nord-sud de la densité dans le golfe de Tadjourah (juillet 2013) **169**
Figure 6.7 : Schéma montrant les deux types de double de diffusion : *salt fingering* (gauche) et diffusion convective (droite). Notons que dans le dernier cas, il n'y a pas de diffusion de masses, la diffusion n'affecte que la chaleur (d'après, Schmitt, 1981). **170**
Figure 6.8 : Histogrammes du rapport de densité (Rρ) sur les 8 stations de mesures, pour les valeurs de Rρ comprise entre 0 et 100 **172**
Figure 6.9 : Sections nord-sud de la salinité et du rapport de densité entre les stations E03 et E04. Les valeurs de $\mathbf{R_\rho}$ comprise entre 1 et 2 correspondent aux zones potentielle de *salt fingering* **174**
Figure 6.10 : Comparaison des diagrammes θ-S obtenus dans le Golfe de Tadjourah, en juillet, aout, septembre et février avec les diagrammes θ-S obtenues durant les mêmes périodes au sud de la Mer Rouge, du golfe d'Aden et en Mer d'Arabie **176**
Figure 7.1 : Evolution annuelle de SST AVHRR_MetopA superposée à la série temporelle issue des sorties du modèle HYCOM (données journalières, années 2013) **176**
Figure 7.2 : Les moyennes mensuelles du champ SST calculées à partir du modèle HYCOM, sur le Golfe d'Aden et le sud de la Mer Rouge **181**
Figure 7.3 : Les moyennes mensuelles du champ SST calculées à partir des sorties du modèle HYCOM sur la zone du Golfe de Tadjourah. La comparaison est faite avec les moyennes mensuelles de la SST issues de AVHRR_MetopA (voir Fig. 2.12). **182**
Figure 7.4 : Les moyennes mensuelles des sections nord-sud de la température, à l'est du Golfe de Tadjourah (43°10') **183**
Figure 7.5 : Evolution annuelle de la salinité. Moyennes journalières calculées sur l'ensemble du Golfe de Tadjourah (voir limites de la zone d'étude, Fig. 1.1) **184**
Figure 7.6 : Moyennes mensuelles du champ de la salinité de surface dans la région du Golfe d'Aden et sud de la Mer Rouge. Noter le contraste de salinité entre les deux régions ainsi que le gradient ouest-est dans le Golfe d'Aden (modèle HYCOM) **185**
Figure 7.7 : Les moyennes mensuelles du champ de la salinité de surface dans le Golfe de Tadjourah. Noter le contraste de salinité entre ouest et l'est du golfe de juillet à septembre **186**
Figure 7.8 : Moyenne mensuelles des sections de salinité dans la Golfe de Tadjourah. Noter la forte salinité (isohaline 36.8) qui apparait à 120 m de profondeur en juillet et atteint 80 m en

septembre 187
Figure 7.9 : Diagramme θ-S obtenus à partir des données HYCOM pour le mois de juillet (gauche) et de février (droite). **188**
Figure 7.10 : Directions moyennes des courants de surface (flèches noires) superposés à la composante zonale du courant. Noter l'inversion de direction et l'intensité du courant entre la saison d'hiver (gauche) et la saison d'été (droite) **189**
Figure 7.11 : Directions moyennes des courants de surface (en haut) et de subsurface à 50 m (en bas) superposés à la composante zonale du courant. A gaucle : période d'été ; à droite : période d'hiver **190**
Figure 7.12 Hauteur d'eau moyenne à la surface (en haut) et à 20 m (en bas), en janvier (gauche) et en juillet (droite) dans le Golfe de Tadjourah **191**
Figure 8.1 : Schémas général résumant les processu durant l'été : Les différentes couches d'eau et les masses d'eau d'origine, les processus qui régulent les mélanges entre les différentes couches (en haut) ; La circulation de surface et de subsurface (en bas). **203**
Figure 8.2 : Même schéma en l'hiver : La couche supérieure composée d'une seule masse d'eau provenant du Golfe d'Aden, les processus impliqués dans les variations des eaux de surface durant l'hiver (en haut) ; La circulation de surface et de subsurface (en bas). **204**
Figure 8.3 : Quantités des captures commerciales 2011-2013. Les données sont collectées auprès d'un échantillon de 20 barques de pêches. Les quantités de poissons en kilogrammes (toutes espèces confondues) **206**
Figure 8.4 : Quantités de captures commerciales débarquées par espèces et par zones de pêche **206**
Figure 8.5 : Schéma type d'une station marine fixe. La plateforme d'ancrage en béton armée et la plateforme au-dessus en matériels inoxydable et résistant à la salinité (Inox) **205**
Figure 8.6 : Carte de localisation des sites d'installation des stations marines fixes dans le Golfe de Tadjourah **206**

Index des tableaux

Tableau 1.1 : Les périodes de la MNE, de la MSO, et des intermoussons dans le Golfe d'Aden (source : Al Saafani, 2008) **9**
Tableau 1.2 : Moyennes mensuelles de précipitations à Aden et à Mukalla (Yémen) pour les années 2001, 2002, 20031 **11**
Tableau 1.3 : Les concentrations des principaux nutriments en fonction de la profondeur dans le Golfe d'Aden **19**
Tableau 1.4 : Paramètres météorologiques à Djibouti-Serpent sur la Période de 1901-1982 **24**
Tableau 1.5 : Relevés de la température, de la direction du vent, de la turbidité, de la température l'air et de la température de la surface de la mer **26**
Tableau 2.1 : Caractéristiques des capteurs AVHRR-3, SeaWiFs, Modis, Meris, SeaWinds et ASCAT **32**
Tableau 2.2 Statistiques des données du produit Flux_turbulent comparées aux données *in situ* **34**
Tableau 2.3 : Caractéristiques des produits SST _Flux turbulent, SST_ avhrr-3 Metop_A et CHL1_mean **35**
Tableau 2.4 : Amplitudes et phases des harmoniques des séries de Fourier correspondantes aux séries temporelles la SST et de la CHL-a **46**
Tableau 2.5 Résultats du test de Mann Kendall appliqué aux séries de la SST et de la CHL-a **48**
Tableau 2.6 Récapitulatif des modes de variabilité isolés des données de la SST et de la CHL-a **65**
Tableau 3.1 : Corrélation entre les différentes composantes principales du mode M-SSA 1 **86**
Tableau 3.2 : Les séries temporelles de la SST et de la CHL-a croisées avec les séries temporelles des paramètres atmosphériques avec et sans cycle annuel. Les corrélations sont calculées au décalage 0 **86**
Tableau 3.3 : Corrélation croisée avec fenêtre L = 16, entre les séries temporelles océaniqies (SST et CHL-a) et les séries temporelles des paramètres atmosphériques **87**
Tableau 3.4 : Rappels des formules reliant les flux de chaleur aux paramètres océaniques/atmosphériques l'interface air-mer **88**
Tableau 3.5 : Périodes de prédominance de différents flux de chaleurs **88**
Tableau 3.6 : Moyennes mensuelles des flux de radiations solaires, de radiations thermiques, latent, sensible et le flux total net à l'interface air-mer. Les moyennes sont calculées sur la zone du Golfe de Tadjourah, pour la période de 2005-2009 (source : ré-analyse ECMWF) **89**
Tableau 3.7 : Rétroaction positive/négative du flux net de chaleur (Qsurf) sur la SST pour les trimestres JFM, AMJ, JAS, OND **94**

Tableau 4.1 : Caractéristiques des capteurs (température, conductivité, fluorescence et oxygène dissous), les incertitudes, les gammes de mesures et les précisons sur les valeurs mesurées par la sonde multiparamètre EXO2 **103**

Tableau 4.2 : Profondeur de la couche de mélange ($\boldsymbol{H_T}$) estimée par les trois méthodes : méthode de courbure principale (dérivée seconde), méthode d'angle maximum et méthode de gradient moyen ainsi que les les limites supérieure et inférieure de la thermocline sur les 8 stations de mesures. **108**

Tableau 4.3 : La profondeur de la zone à forte salinité sur les huit stations de mesures (estimée graphiquement à partir des profils verticaux de la salinité, fig. 4.4 **111**

Tableau 4.4 Profondeurs des maximums de la concentration de la chlorophylle a sur les 8 stations de mesure **111**

Tableau 4.5 Tableau de corrélation croisée entre le maximum profond de la chlorophylle, la MLD et la profondeur du maximum du gradient thermique **112**

Tableau 5.1 : Les profondeurs de la couche de mélange (MLD), de la thermocline (DTH) en juillet-aout, septembre et février **133**

Tableau 5.2 : Profondeur de maximum de CHL-a, en juillet-aout, septembre et février **137**

Tableau 5.3 : Epaisseur de la couche d'Ekman estimée à partir de la vitesse du vent **143**

Tableau 5.4 : Courants géostrophiques moyennés sur les différentes tranches de profondeurs correspondant respectivement à la couche de mélange, la thermocline et les zones de subsurface, en juillet-aout, septembre et février **144**

Tableau 5.5 : Comparaison des flux net à la surface (Qsurf) et de contenu en chaleur moyen de la couche supérieure (0-200) pour les périodes de juillet à septembre et de septembre-février **146**

Tableau 5.6 Evolution verticale des différences du contenu thermique et du flux net de chaleur à la surface pour les périodes de juillet à septembre et de septembre à février entre 3 et 25 m **147**

Tableau 6.1 : Les gammes de température potentielle (θ), de salinité (S) et de la densité potentielle (σ_θ) des principales masses d'identifiées dans le Golfe de Tadjourah et leurs variations saisonnières **159**

Tableau 6.2 : Ecart-type moyen de la salinité à chaque station et pour chaque période d'échantillonnage **161**

Tableau 6.3 Les valeurs du rapport de densité sur les huit stations de mesures, données de juillet-aout 2013. La distribution verticale de valeurs de R sont classées en trois groupes **165**

INTRODUCTION GENERALE

Le changement climatique est un grand défi du XXIème siècle. Ce changement se manifeste par un réchauffement global, continu et sans équivoque (GIEC, 2013). Les gaz à effet de serre, d'origine anthropique, deviennent de plus en plus probables comme principal facteur de ce réchauffement. Sous les effets du changement climatique, les océans se réchauffent ; leur niveau augmente et leurs caractéristiques physiques changent, impactant la géochimie et la biologie océaniques (Levitus et *al*. 2000 ; Doney et *al*. 2012).

L'océan mondial stocke en effet près de 93 % de la chaleur excédentaire observée durant les six dernières décennies (Levitus et *al.* 2012). Ce réchauffement affecte particulièrement la couche superficielle de l'océan (0-75 m) où l'on a enregistré une croissance de 0.11°C/décennie entre 1971 et 2010, soit 0.44 °C en moins de 40 ans (GIEC, 2013, a). Les conséquences sur l'écosystème marin sont multiples (Brierley and Kingsford, 2009). Entre autres, le réchauffement des eaux superficielles provoque les modifications des propriétés physiques et biogéochimiques de l'habitat marin (Richardson and Schoeman, 2004 ; Riebesell et *al.,* 2009). Dès lors, des changements au niveau des populations se produisent, en raison de l'intolérance physiologique des organismes marins aux nouveaux environnements avec les patterns de dispersion et les interactions inter espèces modifiés (Doney, et *al*., *op.cit*.).

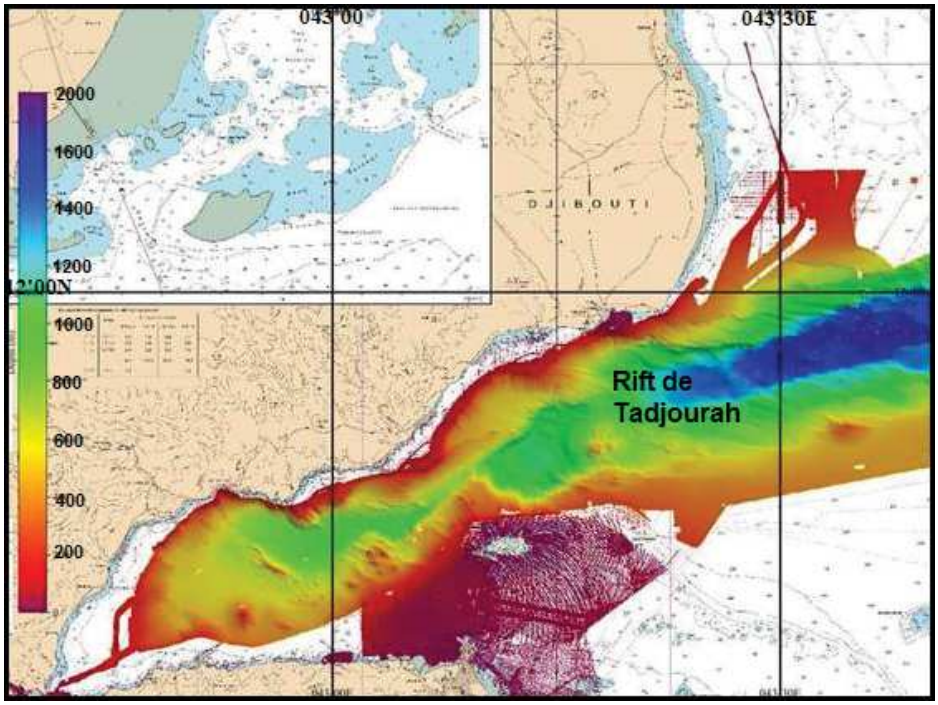
A l'échelle globale, de nombreuses études (Gregg et *al*. 2003 ; Antoine et *al*. 2005 ; Behrenfeld et *al*. 2006 ; Boyce et *al*. 2010), révèlent une baisse significative de la production primaire net de l'océan (PPN). Cette baisse est associée à la hausse de la température de la surface de la mer (Behrenfeld, 2006). L'une des principales causes, est que le réchauffement intensifie la stratification, limitant ainsi l'enrichissement de la zone euphotique en nutriments. Les projections futures indiquent des réductions de 2 à 20 % de PPN d'ici à l'horizon 2100 (Steinacher et *al*. 2010). A plus ou moins long terme, la baisse de la PPN se traduirait par une perte significative de rendement de la pêche notamment dans les zones tropicales (Sumaila et *al*. 2001 ; Brander, 2007, 2010 ; Hollowed et *al*. 2013).

Ces tendances sont variables suivant les régions, les espèces de phytoplancton et aussi en fonction des types de climat et de leurs variations (Gregg and al. 2003 ; Rousseaux and Gregg, 2013). Dans beaucoup de pays en développement, l'évolution des propriétés des eaux marines et en particulier des paramètres clés, telles que la température de la surface de la mer

et la production primaire ainsi que l'impact sur les pêcheries locales demeurent généralement très mal connues.

Le Golfe de Tadjourah en République de Djibouti, fait partie de ces rares zones qui, en dépit de leur importance, restent encore inexplorées. Cette mer épicontinentale est presque entièrement bordée par la République de Djibouti et est ouverte à l'est sur le Golfe d'Aden dont il est le prolongement. A l'ouest, elle pénètre profondément dans le continent au niveau de la Corne de l'Afrique (Bonatti et al. 2015). Elle est traversée d'est en ouest par un grand fossé d'effondrement (Rift de Tadjourah) qui se prolonge par la Baie de Ghoubet-al-Kharab (Fig. 0.1).

Figure. 0.1 : Carte bathymétrique du Golfe de Tadjourah. A noter que le Rift de Tadjourah, plus profond à l'est (zone bleue), se prolonge vers l'ouest par deux fosses (fosse d'Obock et fosse de Tadjourah). Le plateau continental est plus étendu et moins profond au sud-est du golfe (Source : SHOM ; 2014).



Modeste par sa superficie (≈4500 km²), le Golfe de Tadjourah est riche d'intérêt, tant du point de vue océanographique, climatique, écologique et/ou économique. Sa position géographique le place en effet au croisement des eaux sortant de la Mer Rouge et des eaux de l'Océan Indien, conduisant à une zone de mélange qui réunit à la fois les caractéristiques de ces deux grandes régions biogéographiques. En outre, entourée par des terres arides et bordée à l'ouest par la dépression de l'Afar, l'une des régions la plus chaude au monde, l'aire marine

subit aussi les effets du climat aride et chaud. Enfin, c'est une zone de pêche par excellence qui fournit presque la totalité de la production locale en poissons. Cependant, du fait de son retranchement, le Golfe de Tadjourah n'a pas bénéficié d'échantillonnages océanographiques systématiques. Les connaissances sur son environnement marin demeurent très fragmentaires et beaucoup de processus demeurent encore mal compris.

Aujourd'hui, la raréfaction de certains stocks pêchés, les fluctuations prononcées de la production des pêches et une demande sociétale de plus en plus croissante, font sentir le besoin d'acquérir les connaissances sur les facteurs environnementaux et d'en étudier l'impact sur la pêche. En effet, les gestionnaires de pêches sont souvent confrontés à l'irrégularité de la production, parfois drastique, d'une année à l'autre. D'après les pêcheurs, ces fluctuations sont liées aux variations de l'abondance des petits pélagiques notamment les sardines (*Sardinella sp.*) et les selars (*Atule mate*), exclusivement exploités comme appâts. Or, dans ses travaux, Bouhlel (1988) qui a décrit ces espèces, a observé une saisonnalité très marquée et une chronologie dans l'apparition des espèces pélagiques et semi pélagiques. Ces espèces colonisent le Golfe de Tadjourah durant la saison chaude (avril-septembre). Selon l'auteur, elles seraient attirées par le bloom phytoplanctonique de la période estivale. La baisse de l'activité planctonique en hiver entrainerait le départ vers d'autres régions de la majorité des stocks de grands pélagiques qui lui sont associés. Ces observations montrent que la dynamique et l'abondance des stocks de poissons exploités sont associées, directement ou indirectement, aux facteurs environnementaux.

Il est bien connu depuis longtemps que les espèces pélagiques sont sensibles aux variations des conditions de leur environnement (Cushing 1982 et 1996, Cury et Roy, 1989 ; Polovina, 1996 ; Lehodey et *al*., 1997; Ravier and Fromentin, 2004 ; Corbineau et *al*., 2008). Leur abondance reste tributaire du succès de recrutement lié à la quantité de nourriture disponible (phytoplancton) dans le milieu, elle-même dépendante des facteurs environnementaux (Cushing, 1971 ; Faure et *al.*, 2000). Ces facteurs peuvent agir également sur les comportements migratoires et sur la reproduction de certaines espèces (préférendums thermiques). Cependant, dans le cas des pêcheries du Golfe de Tadjourah, aucune donnée quantifiable pouvant établir un lien entre les changements de l'habitat marin et la pêche n'est disponible. Les informations rapportées par les pêcheurs et celles émanant des études descriptives actuellement disponibles demeurent peu précises.

Ce constat se dégage d'un atelier sur l'environnement et les ressources tenu en octobre 2011 et qui réunissait différents acteurs : chercheurs, gestionnaires de pêche et décideurs. On ne sait pas comment varient les conditions de l'habitat marin, leurs échelles de variabilité et, encore moins les mécanismes qui les régissent. Cette absence de connaissance constitue aujourd'hui un obstacle majeur à la prise en compte des facteurs environnementaux dans la gestion rationnelle des ressources halieutiques et aussi à l'élaboration des stratégies d'adaptation au changement climatique, initiées dans le cadre de la convention cadre des Nations-Unies sur le changement climatique. Les paramètres physiques et biologiques de l'habitat marin et leur suivi s'avèrent capitaux, tant ces paramètres devraient être amenés à évoluer face à l'augmentation des températures attendue au cours des prochaines décennies.

Cette thèse est une contribution à l'amélioration des connaissances dans ce domaine. Elle vise avant tout à acquérir suffisamment de connaissances climatiques et océanographiques sur l'habitat épipélagique du Golfe de Tadjourah, dans une perspective des politiques d'adaptation au changement climatique basées sur les connaissances scientifiques acquises sur l'écosystème marin. Plus spécifiquement, cette thèse tente de répondre aux questions fondamentales qui sont :

1) Comment varient les caractéristiques physiques et biogéochimiques dans la couche superficielle (0-200 m) du Golfe de Tadjourah ?
2) Quels sont les processus physiques qui les gouvernent ?
3) Comment les structures thermohalines et biogéochimiques de l'habitat épipélagique du Golfe de Tadjourah sont-elles influencées par le Golfe d'Aden et par la Mer Rouge ?

Subissant les influences des moussons de l'Océan Indien mais aussi les effets du climat aride et chaud des terres qui l'entourent à l'ouest, l'environnement marin du Golfe de Tadjourah est sujet à une importante variabilité. Il est donc fort probable que cette variabilité joue un rôle important dans la dynamique des stocks exploités et expliquent les fluctuations et les irrégularités observées dans les captures.

Pour accréditer cette hypothèse, il faut de prime abord bien caractériser la variabilité de l'environnement marin dans son ensemble. Aussi, le rapport environnement/pêche doit passer avant tout par la compréhension des caractéristiques de l'habitat, de leur échelle de variation et des éventuelles interactions avec les espèces exploitées.

Dans cette perspective, le premier chapitre fait la synthèse des connaissances climatiques et océanographiques dans la région. Cette étape nous a semblé primordiale en raison de la rareté de la littérature sur ce sujet dans notre zone d'étude. Après ce premier chapitre introductif, nous abordons la première partie par l'étude des structures de variabilité à la surface de la mer et à l'interface air-mer. Cette étude est réalisée à travers deux paramètres océanographiques en rapport direct avec les questions ci-dessus posées : la température de la surface de la mer et la concentration de la chlorophylle *a* (chapitre 2). Les principales structures de variabilité de ces deux paramètres sont isolées. Dans le chapitre 3, en vue d'explorer les processus physiques sous-jacents, les variations des paramètres océaniques sont corrélées à celles des paramètres atmosphériques.

Dans la deuxième partie, nous nous intéressons à la structure verticale de la colonne d'eau (0-200 m) et à son évolution dans le temps. Cette investigation a nécessité la réalisation de plusieurs campagnes de mesures *in situ* qui ont généré des données originales sur le Golfe de Tadjourah. Ces données permettent pour la première fois de lever le voile sur les processus qui affectent et modulent les caractéristiques de l'habitat épipélagique (0-200m) dans le Golfe de Tadjourah. L'analyse de ces données fait l'objet des chapitres 4 et 5.

La troisième partie porte sur les processus impliqués dans la formation des structures de surface et de subsurface. Dans cette partie, le chapitre 6 aborde les masses d'eau de la couche supérieure (0-200 m). Peu d'études ayant porté sur les aspects que nous abordons, nous avons comparé nos résultats avec ceux du modèle HYCOM (chapitre 7). Enfin, la quatrième et dernière partie présente les conclusions générales et les perspectives.

REVUE BIBLIOGRAPHIQUE

CHAPITRE 1 : Revue bibliographique

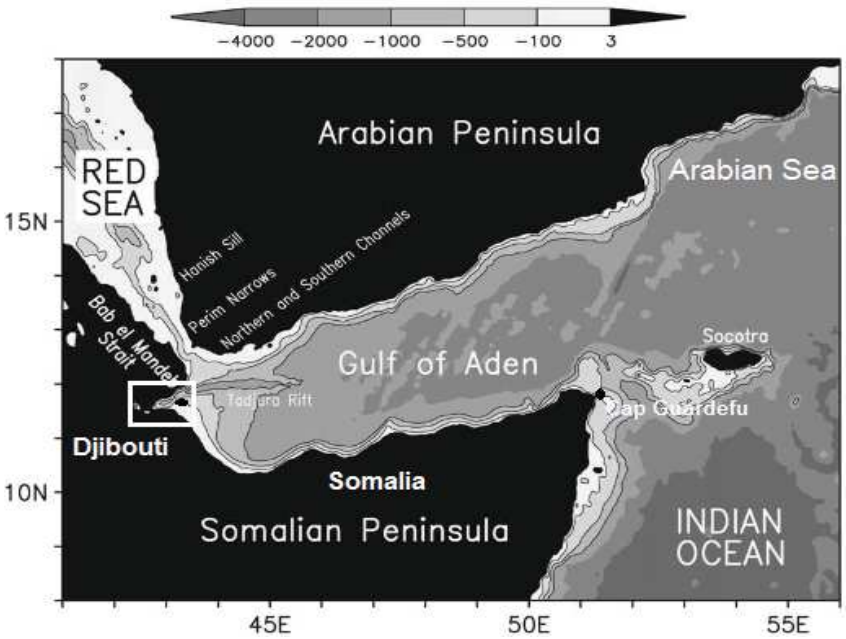
Sommaires

1.1 Introduction……...8
1.2 Caractéristiques du Golfe d'Aden……..……..……...8
1.3 Echanges d'eau du Golfe d'Aden avec la Mer Rouge et la Mer d'Arabie…….20
1.4 Etat de l'art dans le Golfe de Tadjourah…….22
1.5 Conclusion……..…27

1.1 Introduction

La zone d'étude est représentée par le Golfe de Tadjourah (ci-après, GdT). Du point de vue climatique et océanographique, cette zone s'inscrit dans une vaste région soumise au régime de la mousson de l'Océan Indien, qui s'étend du nord-ouest de l'Océan Indien jusqu'au sud de la Mer Rouge au sud de 20°N (Fig. 1.1). L'objectif de ce premier chapitre est de présenter une revue de connaissances climatiques et océanographiques sur cette région. Le Golfe d'Aden (ci-après, GdA), qui comprend le GdT, occupe la majeure partie de cette région. Par conséquent, la première section du chapitre porte sur les caractéristiques du GdA et ses interactions avec la Mer Rouge et la Mer d'Arabie. Le but ici n'est pas de faire une synthèse exhaustive mais plutôt de donner, à la lumière des connaissances actuellement disponibles, un aperçu général du contexte climatique et océanographique dans lequel s'inscrit la présente étude. Dans la seconde section, de façon plus spécifique, nous dresserons un état des connaissances actuellement disponibles sur le GdT qui fait l'objet de notre étude.

Figure 1.1 : Carte bathymétrique montrant le Golfe d'Aden, le Sud de la Mer Rouge et le Golfe de Tadjourah (zone encadrée en blanc) : source : Aiki et *al*, 2006.



1.2 Caractéristiques du Golfe d'Aden

Le GdA est le prolongement nord-ouest de l'Océan Indien et qui sépare l'Arabie de la Corne de l'Afrique. Il est approximativement limité entre les latitudes 10°N-12°N et les longitudes 43°E-51°E. A son extrémité nord-ouest, il est connecté à la Mer Rouge par le détroit de Bab-

al-Mandeb et ouvert à l'est sur la Mer d'Arabie. Du côté continental, il est entièrement bordé au nord par le Yémen, à l'ouest par Djibouti et au sud par la Somalie (Fig.1.1).

1.2.1 Conditions climatiques

1.2.1.1 Circulation atmosphérique

La circulation atmosphérique est essentiellement gouvernée par la renverse saisonnière des vents de moussons de l'Océan (Schott and McCreary, 2001). Ainsi, durant l'hiver boréal, le continent eurasiatique devenant plus froid que l'océan, une zone de haute pression se forme au-dessus du subcontinent indien (Schott et *al*. 2009). Celle-ci contraste avec la zone de basse pression localisée au sud de l'Océan Indien au-dessus de Madagascar où se situe la zone de convergence intertropicale (ZCIT). Les vents soufflent alors du continent vers l'océan suivant une direction nord-est/sud-ouest. Ce sont les vents de mousson du nord-est (MNE). Durant l'été boréal, la situation s'inverse. Le continent devenant plus chaud et l'océan plus froid, la ZCIT migre vers le nord et les vents prennent une direction sud-ouest/nord-est : ce sont les vents de mousson du sud-ouest (MSO). Dans le GdA, l'inversion entre les deux saisons varie d'une année à l'autre et même entre l'est et l'ouest du golfe (Fieux, 2010). Cette forte variabilité spatiale et interannuelle rend difficile la délimitation de deux saisons ainsi que les périodes de transition. Piechura et Sobaih (1986) ont délimité la saison de la MSO aux mois de juillet-aout et la saison de la MNE de novembre à février. Ils ont classé les autres mois durant lesquels les vents sont faibles dans les saisons de transition (l'inter-mousson). Al Saafani et Shenoi (2007) ont observé que les vents du sud-ouest s'établissaient dès le mois de juin et se renforçaient davantage entre juillet et aout, atteignant une vitesse moyenne de 8 m/s à l'est du GdA, tandis qu'en septembre, les vents étaient faibles (< 2 m/s) et soufflaient de différentes directions. A partir des observations satellites de QuikSCAT (Fig.1.2), ces auteurs ont situé la MSO de juin à septembre et la MNE de novembre à mars. Ils ont considéré les mois d'avril, mai et octobre comme les périodes de transition (tableau 1.1).

Tableau 1.1 : Les périodes de la MNE, de la MSO, et des intermoussons dans le GdA (source : Al Saafani, 2008).

Saisons	**Périodes**
Eté (MSO)	juin-septembre
Inter-saison	Octobre
Hiver (MNE)	novembre-mars
Inter-saison de printemps	avril-mai

Figure 1.2: Climatologie de la dircetion du vent sur le Golfe d'Aden et le sud de la Mer Rouge. Données de QuikSCAT (source : Al Saafani, 2008).

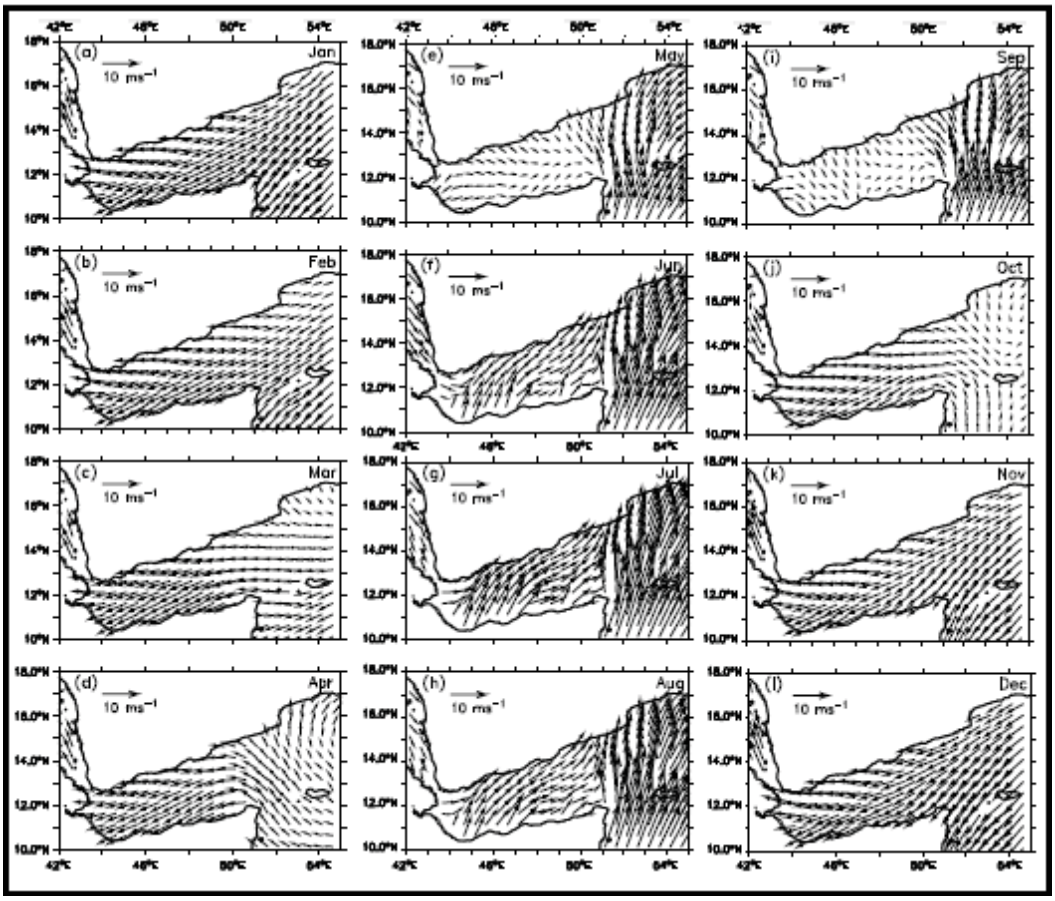


Tableau 1.2 : Moyennes mensuelles de précipitations (mm) à Aden et à Mukalla (Yémen) pour les années 2001, 2002, 2003 (source ; Al Saafani, 2008)

Mois	Aden			Mukalla		
	2001	2002	2003	2001	2002	2003
Janvier	3.1	1.1	0.0	0.0	1.0	0.0
Février	0.00	2.0	0.0	0.0	4.1	0.1
Mars	0.0	9.5	0.0	0.0	7.8	0.0
Avril	0.0	42.4	0.0	0.0	63.0	0.0
Mai	4.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Juin	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Juillet	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	1.2
Aout	6.3	0.0	11.0	0.0	0.1	0.0
Septembre	0.0	0.0	0.0	4.2	0.0	0.0
Octobre	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Novembre	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
Décembre	0.0	2.1	13.7	0.0	9.0	1.1
Annuel	13.9	57.1	29.9	12.5	85.2	3.5

1.2.1.2 Précipitations

Les données de précipitations sur le GdA sont rares. Le peu de données disponibles émanent des stations météorologiques des pays riverains du golfe, notamment le Yémen. Ainsi, au nord du GdA, les données des stations météorologiques d'Aden et de Mukalla de 2001 à 2003 indiquent que les précipitations sont rares, très variables d'une année à l'autre mais aussi suivant les zones géographiques. Les maximums de précipitations s'observent en moyenne aux mois d'avril, mai, aout et décembre (tableau 1.2). Aucune donnée n'existe pour la côte sud du GdA.

1.2.1.3 Température de l'air, humidité relative et bilans de chaleur

Les valeurs mesurées à la station météorologique de *Ryan airport* montrent que la température de l'air augmente à partir de mars et atteint le maximum de 34,4°C en juin. Elle baisse légèrement durant la période de la MSO entre juillet et septembre et ensuite, diminue progressivement pour atteindre un minimum en janvier (23,7°C). L'humidité relative est maximale durant les périodes de transition (mai et octobre) et baisse entre juillet et août.

Les interactions air-mer et les bilans de chaleur sont peu étudiées dans le GdA. Sultan et Ahmed (1996) ont observé l'action réciproque entre la SST et la température de l'air. Ces auteurs associent la baisse brusque et très marquée de la SST durant l'été aux effets de la mousson du SO et à l'upwelling. Cette baisse de la SST induit la faible diminution de la température de l'air observée durant l'été. A l'inverse, durant l'hiver, la diminution de la SST est une réponse océanique à la diminution de la température de l'air et à la perte de chaleur essentiellement sous forme de flux latent. En revanche, la diminution de l'humidité relative qui intervient entre juillet et août a été attribuée aux vents chauds et secs qui soufflent du nord.

Le flux de radiations solaires absorbées est maximal entre avril et mai et minimal entre décembre et janvier, avec une moyenne annuelle de 192 W/m² (Fig. 1.3 a). Sultan and Ahmed (1996), ont montré que le GdA perd de la chaleur principalement sous forme de flux latent et radiatif (43 W/m² et 52 W/m²) et que les pertes par le flux sensible restent relativement faibles (16 W/m²). Ils ont estimé le flux net de chaleur annuel à la surface Qsurf (Qsw – (Qlw + Qlatent + Qsensible) à + 113 W/m² (fig. 1.3). Une étude plus récente (Abualanaja et *al.* 2011), utilisant les données ICOADS (International Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set) sur tout le GdA, a révélé que le flux annuel de radiations solaires est de 249 W/m², le flux

de grande longueur d'onde à 55 W/m², le flux sensible à 2 W/m et le flux latent à 143 W/m². Le Qsurf (249 – 55 – 143 - 2) est évalué à + 49 W/m². Selon ces auteurs, cet excédent de chaleur est équilibré par la chaleur advectée du GdA vers la Mer Rouge et celle apportée par l'upwelling durant la MSO, estimées respectivement à 35 W/m² et 14 W/m². Il est important de noter les différences avec l'étude de Sultan et Ahmed (1996). Ces différences sont dues à la nature de données ainsi qu'aux algorithmes de calcul utilisés. Dans leurs estimations, Sultan et Ahmed (1996) ont fait l'hypothèse que les conditions météorologiques de la station aérodrome (Ryan airport) sont représentatives de celles prévalant au-dessus du GdA. Tandis que les estimations de Abualanaja et *al.* (2011) se basent sur les données de ICOADS couvrant tout le GdA, sur une grille de 1° × 1°.

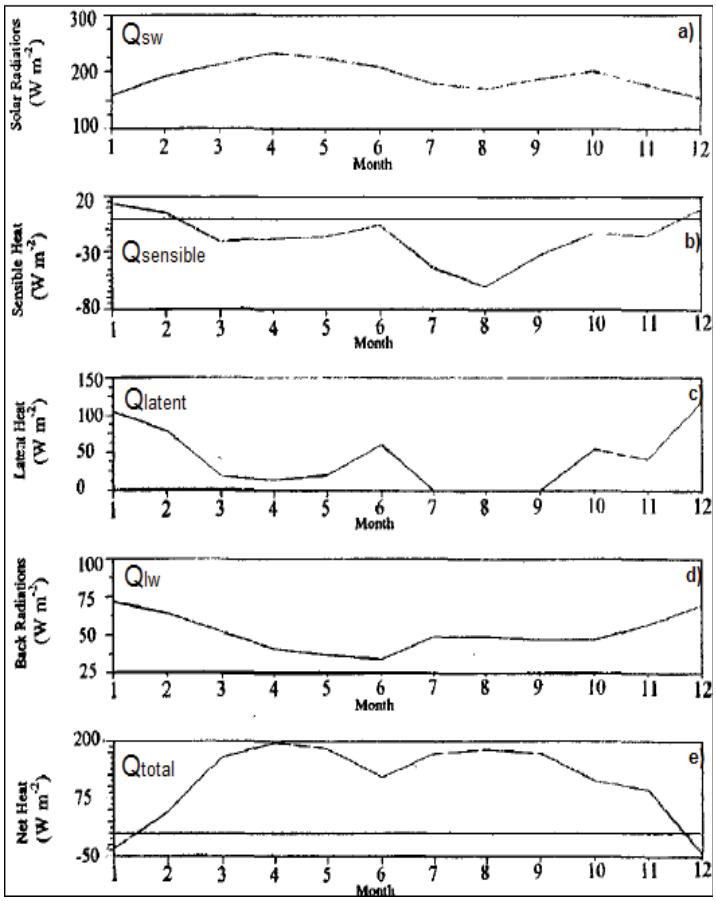


Figure 1.3 : Flux annuels de chaleur à l'interface air-mer dans le Golfe d'Aden : a) flux des radiations solaires (Qsw), b) flux sensible (Qsensible), c) flux latent (Qlatent) et d) flux de radiations de grande longueur d'onde (Qlw), e) flux annuel net de chaleur. Les moyennes mensuelles couvrent la période de (source : Sultan and Ahmed, 1996).

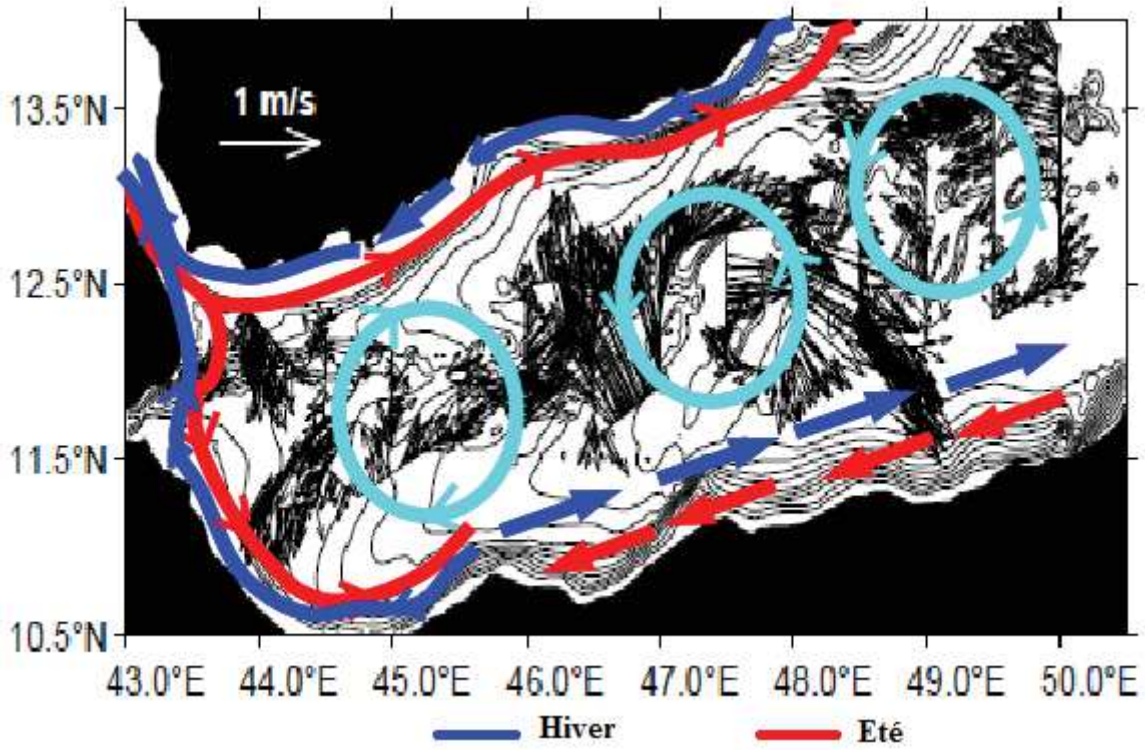
1.2.2 Conditions océanographiques du GdA

1.2.2.1 Circulation de surface, de subsurface et hydrographie

Dans le GdA, la circulation de surface est essentiellement gouvernée par les vents du NE et du SO ainsi que par les flux de tourbillons (Fratantoni et *al.*, 2006; Al Saafani et Shinoi, 2006). Durant la MNE, les flux des eaux de surface sont généralement orientés vers l'ouest sur les côtes arabiques et dans le sens inverse sur les côtes somaliennes (Fig. 1.4). Durant la

MSO, le déplacement des eaux de surface se font dans le sens contraire : d'ouest vers l'est sur les côtes nord et d'est vers l'ouest sur les côtes sud du golfe (Al Sayed and Kolli, 1992). Des tourbillons qui apparaissent le long de l'axe est-ouest du golfe, dont la nature et l'étendue varient suivant les saisons, participent et maintiennent ce système de circulation (Al Saafani, 2006).

Figure 1.4 : Schémas général des courants de surface dans le Golfe d'Aden montrant : 1) deux régimes de courants qui s'inversent suivant les saisons sur les côtes nord et sud, 2) un ensemble de tourbillons cycloniques et anticloniques dont le sens de propagation change en fonction des saisons (Source : Bower and Fratantoni, 2002, REDSOX1, February-March 2001).



Durant l'hiver où prédominent les vents du NE, Al Saafani et Shinoi (2007) ont mis en évidence une série de tourbillons cycloniques et anticycloniques qui se propagent vers l'ouest. Ils ont associé ce phénomène à la propagation des ondes de Rossby de la Mer d'Arabie vers le GdA. En été, le système de tourbillons ainsi que le sens de propagation s'inversent. Récemment, Bower et *al*. (2011) ont caractérisé deux tourbillons : le tourbillon d'été au centre du golfe (SE : summer eddy) et les tourbillons sous-vent à l'est, proche des îles Socotra (Lee Eddies). Ils ont supposé que ces tourbillons dérivent des tourbillons du Golfe d'Aden (GAE : Gulf of Aden Eddies) décrits par Prasad et Ikeda (2001). Le tourbillon d'été atteint jusqu'à 1000 m de profondeur et induit le mélange et la propagation vers l'est l'eau de la Mer Rouge

(RSOW : Red Sea Outflow Water) qui sort par le seuil du détroit de Bab al Mandeb. Les tourbillons SE et LE sont renforcés durant la MSO par la convergence d'Ekman associée à la tension négative du rotationnel du vent de sud-ouest (Al Saafani and Shinoi, 2007). Ce phénomène est à l'origine de la remontée de la thermocline à l'ouest du golfe d'Aden durant la MSO (pompage d'Ekman). La remontée de la thermocline est maximale à la fin de l'été (septembre) et donne lieu dans certaines zones à l'upwelling de surface (Smeed, 2006). La circulation des eaux de surface et de subsurface que nous venons de décrire et qui est liée essentiellement aux vents de moussons de l'Océan Indien, influence profondément la structure hydrographique dans le GdA. Celle-ci a fait l'objet de plusieurs études (Rochford (1964), Khimitsa (1968), Piechura and Sobaih (1986), Nasser (1992), Mohammed (1997). Complétant ces études hydrographiques précédentes, Al Saafani et Shinoi (2006) ont identifié quatre masses d'eau : (i) Eau de Surface du GdA (ii) Eau Intermédiaire du GdA, (iii) Eau Sortant de la Mer Rouge (iv) Eau Profonde du GdA (Fig. 1.5). L'eau de surface du GdA se caractérise par des variations saisonnières importantes. Elle est majoritairement composée de l'eau relativement chaude et salée de la Mer Rouge (T =32 ; S = 36.8) durant la MSO et des eaux plus froides et moins salées (T = 21; S = 35.4) de la Mer d'Arabie durant la MNE). Cela s'explique par le fait que plusieurs processus participent à sa formation, notamment les échanges avec la Mer Rouge et la Mer d'Arabie, le réchauffement solaire et la forte évaporation, tout cela étant modulé par les vents de mousson (Khimitsa, 1968; Stirn et *al.*, 1985).

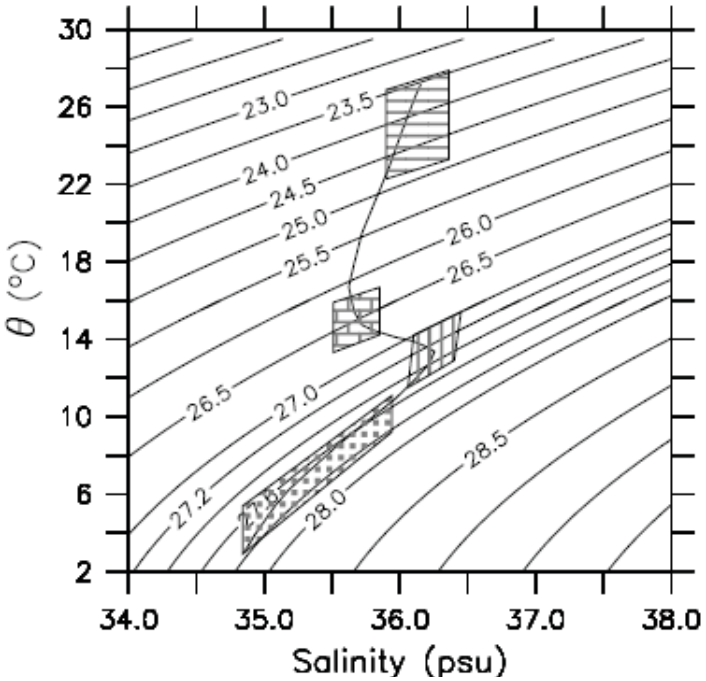


Figure 1.5 : Diagramme θ,S montrant les quatre masses d'eau du Golfe d'Aden :
1) Eau de surface entre les isopycnes σ = 23.5 et σ = 25
2) Eau Intermédiaire du GdA, 26<σ<26.5
3) Eau sortant de la Mer Rouge 27<σ<27.4
4) Eau profonde du GdA 27.4<σ<28
(source : Al Saafani and shinoi) 2006)

1.2.2.2 Structure thermohaline

La distribution horizontale des structures thermohalines et biogéochimiques dans le GdA sont décrites par quelques études (Donguy et Meyer, 1995 ; Pieshura et Subaih, 1986 ; Morcos et Abdallah, 2012). L'essentiel des informations que nous présentons dans cette section émane de Stirn et *al*. (1985). Ce travail de synthèse regroupe les résultats de différents travaux menés par le centre de recherche des sciences marines et de ressources d'Aden, Yémen (Marine Science and Resource Research Center). Pour chaque paramètre, les variations temporelles et spatiales sont décrites sur la base de ces travaux de références, complétés par les informations apportées par les études de télédétection récentes.

♦ *La température de la surface de la mer (SST : sea surface temperature)*

Outre le réchauffement solaire et les échanges de chaleur avec l'atmosphère, la structure thermique à la surface de la mer dans le GdA se forme par la circulation, les échanges d'eau de surface et de subsurface avec la Mer Rouge et la Mer d'Arabie (Stirn et *al*. 1985). La circulation, le mélange et l'upwelling entrainent la redistribution spatiale de la chaleur. Piechura et Subaih (1986) et Nasser (1992) cités par Al Saafani et Shinoi (2007), ont décrit les variations de la température de la couche superficielle dans le GdA. En moyenne annuelle sur tout le GdA, la SST atteint habituellement un maximum (> 30°C) à la fin du mois de mai et au début de juin quand les radiations solaires incidentes sont les plus intenses et les vents de faible intensité (saison de transition). Durant juillet-aout, alors que le réchauffement solaire est élevé, la température de la surface de la mer descent en dessous de 30-29°C. Cette baisse plus prononcée sur les côtes arabiques que les côtes somaliennes est attribuée aux vents du SO qui induisent le mélange et le refroidissement par les eaux d'upwelling (Morcos and Piechura, 1990 ; Donguy et Meyer, 1995). En septembre, la SST augmente de nouveau jusqu'à 30°C et à partir d'octobre, elle diminue jusqu'à un minimum de 25°C en février. Des récents travaux de télédétection (Nandkeolyar et *al*., 2013) menés sur la Mer d'Arabie et les mers connexes montrent, pour le GdA, un profil d'évolution de la SST qui conforte les descriptions ci-dessus présentées. Comme le montre la figure 1.6 b, le profil de la SST du GdA est comparable à celui de la Mer d'Arabie. On note cependant que les températures sont relativement plus élevées en hiver et que la baisse de la SST durant l'été est plus prononcée dans la Mer d'Arabie que dans le GdA. Ces deux profils de température diffèrent nettement du profil de variation annuelle de la SST obtenu pour la Mer Rouge (Fig. 1.6 a).

Spatialement, durant le printemps, l'été et l'automne, dans le GdA, la température croît du nord vers le sud. Durant les mois de mai-juin et de septembre-octobre, les températures les plus élevées s'observent au centre du golfe où se situe le tourbillon anticyclonique. Le reste de l'année (novembre à avril), la SST augmente du sud vers le nord.

Figure 1.6 : Profil d'évolution annuelle de la SST en Mer d'Arabie comparée à celle de la Mer Rouge (a) et du Golfe d'Aden (Nandkeolyar, 2013).

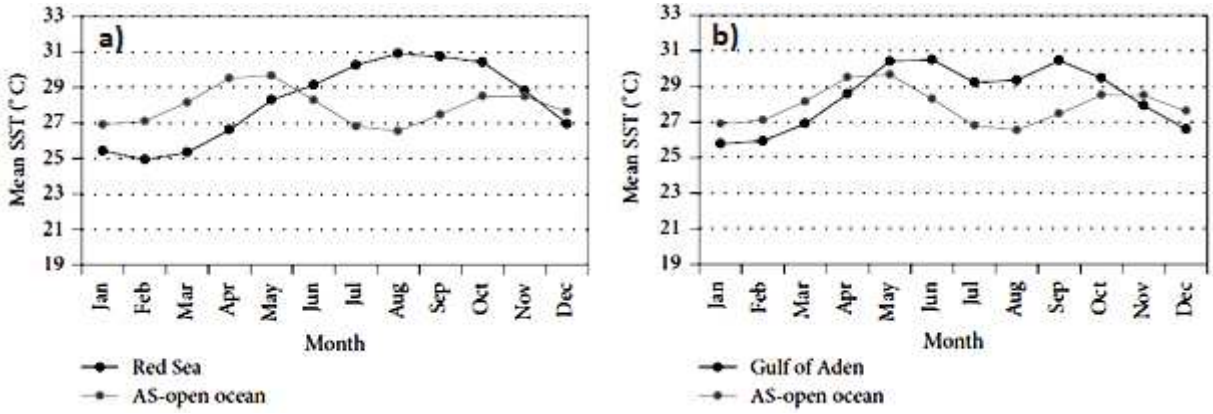
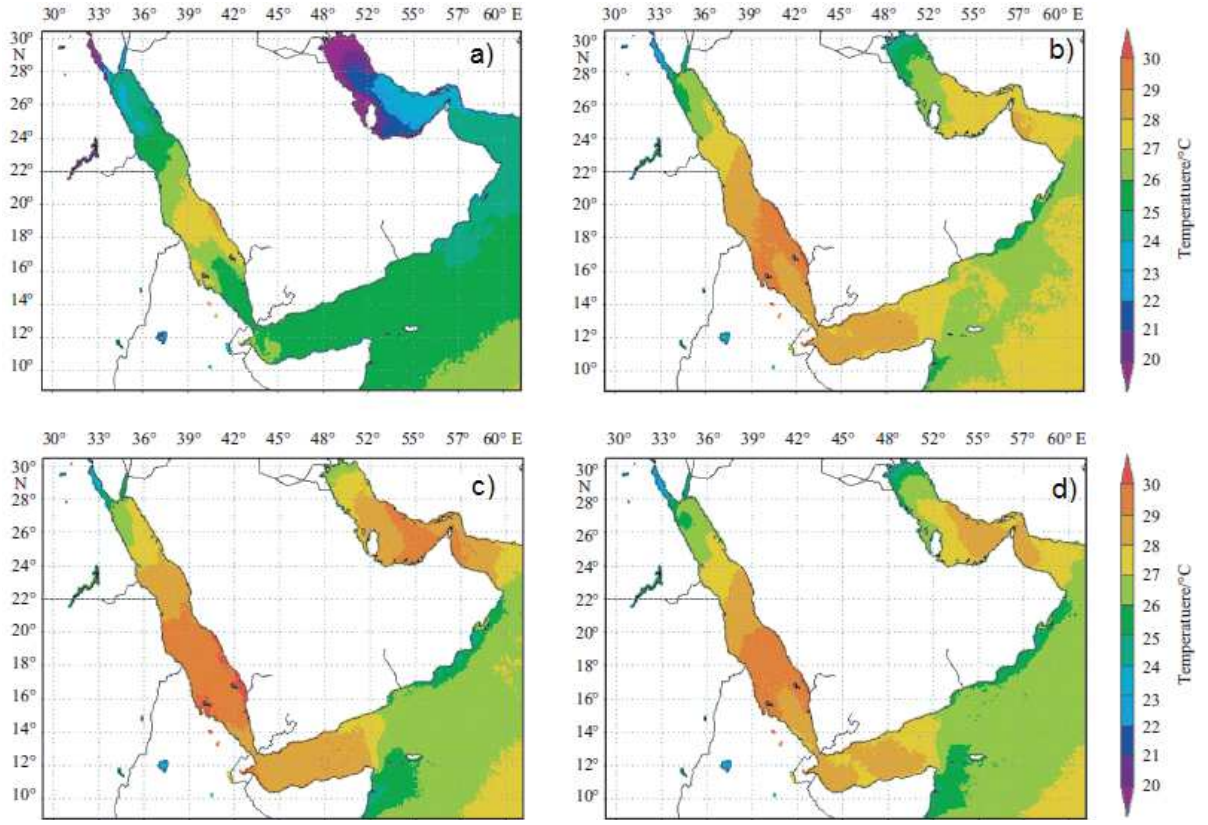


Figure 1.7 : Distribution spatiale de la SST dans les régions de la Mer d'Arabie, du Golfe d'Aden et de la Mer Rouge durant les saisons (a) d'hiver (b) de printemps, (c) d'été et (d) d'automne (d'après Alkawri and Gamoyo, 2014).



Ces variations saisonnières de la distributions spatiales de la SST entre les trois régions (Mer Rouge, GdA et Mer d'Arabie) s'observent également sur l'imagerie satellite (Fig. 1.7). Durant l'hiver, la SST reste presque homogène sur tout le GdA (SST ≈ 25-26°C). Il faut cependant noter, que l'extrême ouest qui correspond au Golfe de Tadjourah est relativement plus chaud que le reste du golfe. On observe aussi l'augmentation de la SST durant le printemps - la température passe de 25-26°C à 28-29°C, l'extrême est du GdA étant plus froid que le reste du golfe. Durant l'été et l'automne, la SST se situe entre 29 et 30°C sur tout le GdA (Fig. 1.7).

♦ *Salinité de surface de la mer*

La distribution de la salinité de surface dans le GdA résulte essentiellement de l'évaporation et des échanges d'eau avec les mers adjacentes (Morcos et Abdallah, 2012). Mais, le mélange par le vent et la circulation influencent aussi la distribution horizontale de la salinité. A l'échelle saisonnière, la salinité de surface varie de façon différente de la température : elle augmente durant l'été et diminue durant l'hiver (Piechura et Subaih, 1986). Ces variations s'expliquent, comme nous l'avons vu plus haut, par la présence des eaux de la Mer Rouge durant l'été et des eaux de la Mer d'Arabie durant hiver. Durant l'été, la distribution spatiale de la salinité croît d'est vers l'ouest et devient maximale à proximité du détroit de Bab-al-Mandeb. Cependant, des zones de fortes salinités sont observées durant l'hiver dans les centres des tourbillons cycloniques (Bower and Furey, 2011). Durant cette saison, la couche de surface présente une salinité plus élevée que les couches inférieures, en raison d'une forte évaporation, la rareté des précipitations et l'absence des fleuves (Morcos et Abdallah, 2012).

1.2.2.3 Structures biogéochimiques de surface et de subsurface

♦ *Oxygène dissous (OD)*

La distribution de l'oxygène dissous (OD) dans le GdA reste stable et uniforme et à un niveau généralement bas durant la majeure partie du cycle annuel à l'exception des zones d'upwelling durant l'été (Wyrtki, 1971, 1973 ; Sen Gupta and Naqvi, 1984 ; Swallow, 1984). La teneur en OD des eaux de surface du GdA varie en fonction des échanges avec la Mer Rouge et la Mer d'Arabie mais dépend aussi des conditions locales de température et de salinité (Morcos et Abdallah, 2012).

En été, la couche superficielle comprise entre la surface et 20-30 m est bien oxygénée ([O2] = 3 à 4 ml/l). La distribution de l'OD suit celle de la température et de la salinité. Ainsi, la partie ouest du golfe est significativement plus oxygénée que les parties centrale et est. Cela s'explique par le mélange avec les eaux de surface plus oxygénées sortant de la Mer Rouge (Fieux, 2010). Suivant la verticale, la couche de forte concentration de OD (4,5 – 5,2 ml/l) se situe entre la surface et 50 m. Une oxycline se développe entre 20 et 75 m de profondeur ; cela coïncide avec la thermocline et la halocline. Les eaux de subsurface du GdA sont généralement pauvres en OD ([O2] < 0.5 ml/l), une caractéristique du GdA et de la Mer d'Arabie, due à une consommation excessive de l'OD, combinée à sa déplétion dans les eaux disponibles pour son renouvellement (Swallow, 1984). Entre 200 à 300 m, on observe une décroissance graduelle de OD jusqu'à 1 – 1,5 ml/l. A plus grande profondeur, les concentrations en OD tombent en dessous de 1 ml/l mais ne dépassent pas 0,5 ml/l. Entre 800 et 1000 m, la teneur en oxygène dissous augmente légèrement de 1 ml/l suite aux flux de RSOW. Une baisse brusque de l'OD s'observe en été sur tout le GdA, à l'exception des centres des grands tourbillons et le long des zones frontales. Dans ces zones, les eaux d'upwelling replongent après s'être enrichies en OD par l'activité biologique. Actuellement, ces deux mécanismes sont considérés comme l'unique source de l'OD dans la partie centrale, en plus de l'enrichissement en OD par les eaux de la Mer Rouge à l'ouest (*in* Morcos et Abdallah, 2012). En hiver, la concentration en OD à la surface est légèrement plus élevée qu'en été. La couche saturée en OD (4,5 – 5,2 ml/l) ne s'étend que sur 20 m sous la surface. Mais, les concentrations supérieures à 4 ml/l peuvent s'observer en dessous de 100 m de profondeur durant l'hiver dans les centres de grands tourbillons.

♦ *Nutriments*

Les teneurs en nutriments diffèrent d'un élément à l'autre mais aussi d'une saison à l'autre. Les gammes des concentrations en nutriments en fonction de la profondeur, que l'on observe généralement dans le GdA, sont résumées dans le tableau 1.3 (source : Stirn et *al*., 1985).

<u>Phosphate inorganique</u> (P*i* : $H_2PO_4^-$ et HPO_4^{2-})

La teneur en phosphate des eaux de surface montre des variations saisonnières. Durant l'été, l'upwelling des eaux intermédiaires enrichit les eaux de surface en phosphates, lesquelles présentent des excès de concentration atteignant 1,15 – 2,50 µM/l. La circulation homogénéise et répand les eaux de surface riches en phosphate dans tout le GdA. Durant

l'hiver, l'eau de la Mer d'Arabie constitue la principale source de phosphate. De ce fait, il apparait que le phosphate ne constitue pas un facteur limitant pour la production primaire dans le GdA.

Tableau 1.3 : Les concentrations des principaux nutriments en fonction de la profondeur dans le Golfe d'Aden

Nutriments	Teneur moyenne (µmol/L)	Maximum (µmol/L)	Minimum (µmol/L)
P*i* : $H_2PO_4^-$ et HPO_4^{2-})	> 2 (200-1000m)	2.5-3 (Eté)	1
N/NO_3^-)	>25 (200-1000m)	33 - 39	0.6 à 3 surface
NO_2^-	0.05 – 0.4	0.8 - 1.8 < 200 m	0.03 Zone euphotique
NH_4^+	0.5 - 1	12 – 21.5 0 et 200 m	
$Si(OH)_4$	>2	70	0.5

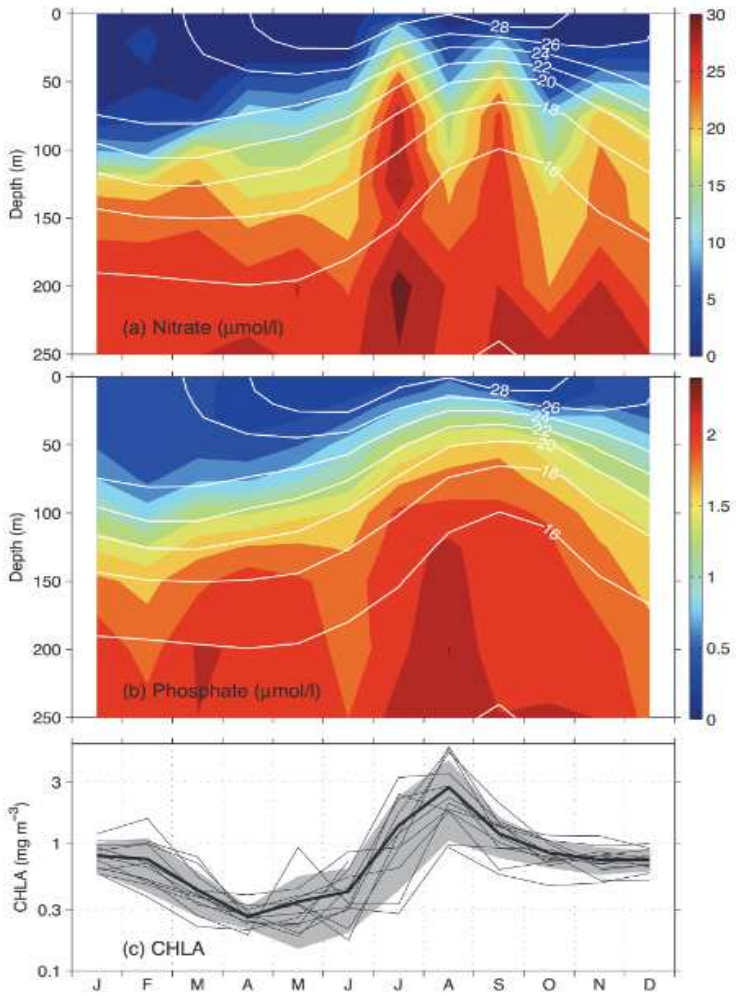


Figure : 1.8 : Distribution verticale de nitrates (a), de phosphates (b) et de la concentration de la chlorophylle-*a* (c) dans le Golfe d'Aden. Données issues de WOA(World Ocean A) moyennées sur lea période 1998-2010. Les données sur les concentrations de CHL-a proviennent du capteur SeaWiFS (CHL-A) moyennées sur tout le Golfe d'Aden (1998-2010). Les lignes en traits blanc indiquent les isothermes superposées aux concentrations de nitrates et de phosphates (source : Yao and Hoteit, 2015).

Azote-Nitrate (N/NO_3^-)

Dans les eaux de surface du GdA, la teneur en N/NO_3 varie en moyenne de 0.6 µM/dm3 à 3 µM/l et ne descend rarement en dessous de 0.5 µM/l, à l'exception des zones de blooms phytoplanctoniques. La partie inférieure de la couche éclairée en dessous de 100 m, présente des variations prononcées de la teneur en N/NO_3 allant de 3 µM/l à 15 µM/l, cette différence étant associée à la production primaire. Comme pour le phosphate, les concentrations maximales s'observent durant l'été en dessous de 200 m de profondeur uniquement dans les zones d'upwelling. De même, des fortes concentrations d'ammonium s'observent entre la surface et 200 m de profondeur et sur le bord du plateau continental durant l'été dans les zones d'upwelling, indiquant un excédent de l'activité bactérienne et de l'excrétion animale sur l'assimilation d'ammoniac par le phytoplancton et/ou la nitrification. Les descriptions des structures verticales des concentrations du phosphate et de nitrate concordent avec celles des travaux récents de Yao and Hoteit (2015), (voir Fig. 1.8).

Silicate : $Si(OH)_4$

La distribution spatiale et temporelle de $Si(OH)_4$ constitue un traceur important pour l'upwelling des eaux intermédiaires du GdA (500 m) vers la surface et également pour la pénétration des eaux de la Mer Rouge. Celles-ci, pauvres en $Si(OH)_4$, auraient un effet de dilution sur les eaux à l'ouest du GdA (800-1000 m) avec des concentrations maximales de 47 µM/l, comparées aux eaux de l'est du golfe à la même profondeur où les concentrations en $Si(OH)_4$ atteignent 70 µM/l.

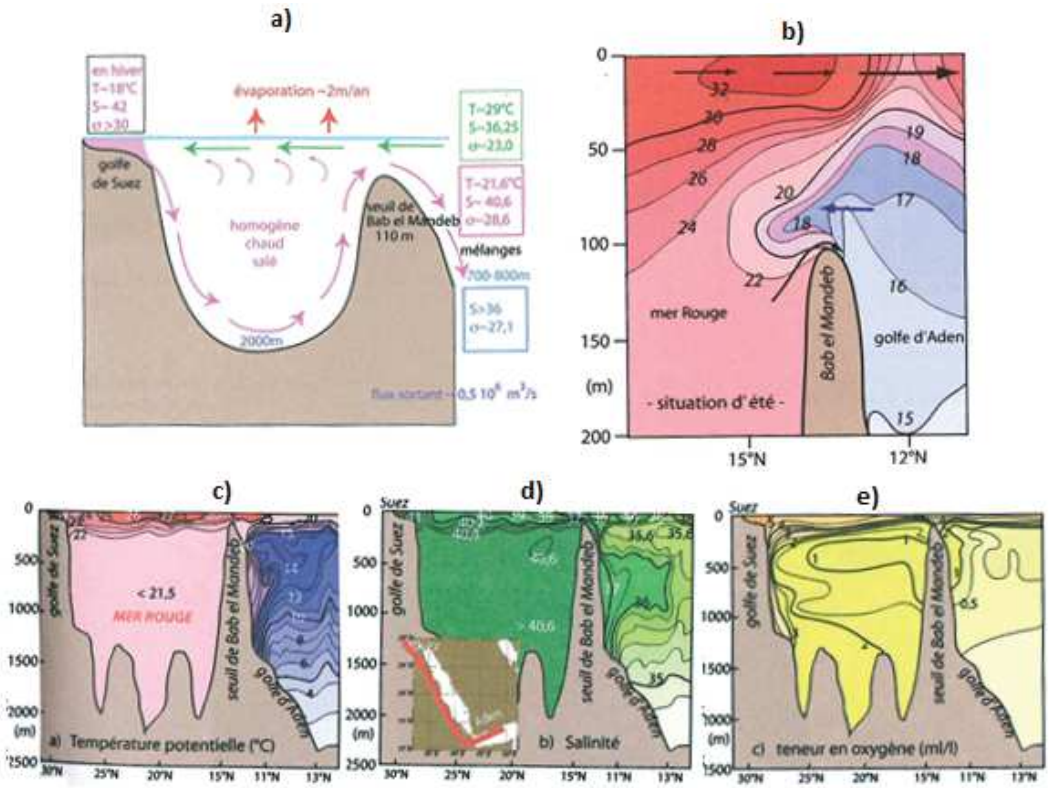
1.3 Echanges d'eau du Golfe d'Aden avec la Mer Rouge et la Mer d'Arabie

1.3.1 Les échanges d'eau avec la Mer Rouge

La Mer Rouge est un bassin de concentration produisant l'une des eaux les plus salées de l'océan mondial (Morcos et Abdallah, 2010). Cette eau se forme dans la partie nord de la Mer Rouge par excès d'évaporation par rapport aux précipitations (Sofianos et *al*., 2002 ; Sofianos and John, 2007). Par refroidissement, l'eau salée ainsi formée plonge et constitue l'eau profonde de la Mer Rouge. Au niveau du détroit de Bab al-Mandeb, entre la surface et le seuil élevé (150 m), les échanges entre la Mer Rouge et le GdA se font sous forme de flux entrant et sortant superposés (Morcos, 1970 ; Maillard and Soliman, 1986). Mais, la structure verticale, le sens de flux ainsi que le volume d'eau échangé varient suivant les saisons et sont gouvernés par les vents de mousson de l'Océan Indien et la circulation thermohaline (Aiki et

al. 2006 ; Morcos et Abdallah, 2010). Durant la MNE, les échanges d'eau entre les deux bassins présentent une structure en deux couches : la couche superficielle (T=25°C, S=36,5 psu) fluant vers la Mer Rouge et la couche profonde qui contient l'eau profonde sortant de la Mer Rouge (Red Sea Outflow Water : RSOW ; Fig. 1.9-a), (T= 21.6°C, S = 40.6 psu σ = 28.6). En été, l'inversion des vents de mousson modifie la structure et le sens des flux. Une troisième couche intermédiaire apparait et les échanges se font suivant trois couches : 1) une fine couche superficielle transportant l'eau superficielle de la Mer Rouge vers le GdA, 2) une couche de moyenne profondeur fluant vers la Mer Rouge et 3) la couche profonde avec RSOW vers le GdA mais d'intensité beaucoup plus faible qu'en hiver (Fig. 1.9 : b). A l'échelle annuelle, le volume de RSOW échangé avec le GdA est en moyenne trois fois plus important en hiver qu'en été (Murrey and John, 1997, Aiki et *al*. 2006).

Figure 1.9 : En haut**,** les échanges d'eau entre le GdA et la Mer Rouge a) hiver, b) été. En bas : les gradients de la température (c) de la salinité (d), de l'oxygène dissous (e), (source : Fieux, 2010).



Les contrastes entre les eaux de la Mer Rouge avec celles du Golfe d'Aden apparaissent clairement sur les sections de la température (Fig. 1.9-c), de la salinité (Fig. 1.9-d) et de l'oxygène dissous (Fig. 1.9-e). Mélangées aux eaux de la Mer Rouge, les eaux de l'ouest du GdA sont nettement plus chaude, plus salée et plus riche en oxygène dissous. Durant l'hiver,

c'est le GdA qui semble influencer la partie sud de la Mer Rouge où l'on observe des eaux moins salées (Fig. 1.9-a).

1.3.2 Echanges d'eau avec la Mer d'Arabie

Le Golfe d'Aden est entièrement ouvert à l'est sur la Mer D'Arabie. Contrairement avec la Mer Rouge, les échanges se font à plus grande échelle spatiale. Ces échanges sont gouvernés par le régime de la mousson de l'Océan Indien. Les vents du NE entrainent les eaux de surface de la Mer d'Arabie vers le GdA. Les eaux du GdA sont alors poussées vers la Mer Rouge et remplacées par les eaux de la Mer d'Arabie. A l'inverse, les vents du SO entrainent les eaux du GdA vers la Mer d'Arabie. Durant la période de la MSO, Schott et McCreary (2001) indiquent l'entrée des eaux dérivant du Courant de Somali par la partie sud-est du GdA, à proximité des îles Socotra. C'est aussi par ce passage que transite la RSOW, lors de sa migration vers l'Océan Indien (bassin de Somali) *in* Al Saafani and Shinoi (2006).

1.4 Etat de l'art dans le Golfe de Tadjourah

1.4.1 Présentation de la zone d'étude

1.4.1.1Milieu physique

Les eaux territoriales de Djibouti s'étendent environ sur 372 km de côtes répartis entre le GdA, la Mer Rouge et le GdT (Bouhlel, 1988). La partie nord-est qui s'étend sur 38 km appartient à la Mer Rouge et forme le côté ouest du détroit de Bab-al-Mandeb. Une étendue de 80 km de côtes fait partie du GdA. Le reste (≈ 254 km) compose le GdT. Celui-ci comprend en outre deux unités géophysiques isolées : Les îles Musha et Maskali à l'entrée du golfe d'une part, et de l'autre, la baie de Ghoubet al-Kharab à l'ouest. Cette dernière est presque détachée du GdT par un étroit passage comprenant deux cols de 25 et 100 m de profondeur (Fig. 1.10).

Il faut noter que, contrairement aux bandes côtières sud et nord avec un plateau continental sableux et étalé, la bande côtière qui compose l'intérieur du GdT se distingue par un plateau continental très resserré ne dépassant pas 100 m par endroits. Ces différences topographiques ont été conditionnées par l'histoire géologique qui a permis l'ouverture – toujours active – du GdT et du Ghoubet el Kharab (Bouhlel, 1988).

♦ *Bathymétrie*

Le GdT est une fosse d'orientation est-ouest résultant de l'écartement des plaques arabique et est-africaine. Cette fosse est le prolongement du Rift de Tadjourah, la portion extrême ouest du grand rift d'Aden (Dauteuil *et al*., 2001). La bathymétrie du GdT est caractérisée par deux grandes fosses : la fosse de Tadjourah (Tadjoura Trough : 800 m) et la fosse d'Obock (Obock Trough : 1100 m), connectées entre elles par la faille de Maskali (*Maskali transform fault*). La fosse de Tadjourah est reliée à la baie de Ghoubet-el-Kharab peu profonde (≈200 m). La profondeur de ces trois structures augmente d'ouest vers l'est, l'axe longitudinal qui contient les fosses est plus proche de la rive nord. Il en résulte que la partie nord du golfe est en sous-bassement par rapport à la partie sud-est qui contient un plateau madréporique surélevé (Fig. 1.10). Ces caractéristiques géomorphologiques, conjuguées aux extrêmes conditions climatiques de la région volcanique (Rift Afar) qui limite le GdT dans sa partie ouest, influencent profondément les caractéristiques climatiques et hydro-climatiques de la zone (MHUAT, 1991).

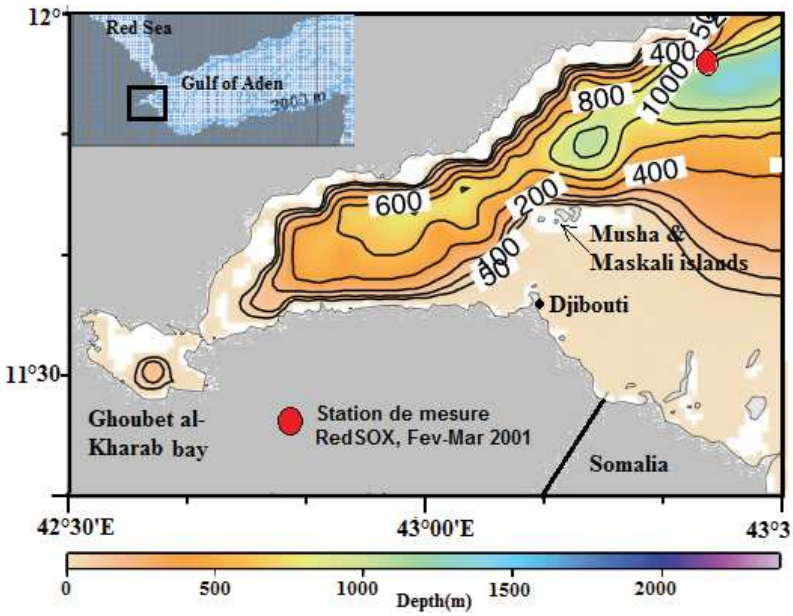


Figure 1.10 : Carte bathymétrique du Golfe de Tadjourah. Le plateau continental au sud-est et s'étendant vers le nord jusqu'aux îles Musha et Maskali est peu profond. Le point rouge indique la position de la station d'échantillonnage lors REDSOX-1 (Red Sea Outflow Experiment (source : Sismer, Ifremer).

1.4.1.2 Les conditions climatiques

Le climat de Djibouti est de type tropical aride et chaud. Il est caractérisé par les précipitations faibles et irrégulières avec une moyenne annuelle variant entre 50 et 180 mm. L'analyse des précipitations (tableau 1.3) définit trois saisons principales dans le pays : l'hiver, le printemps et l'été (BGR, 1982) associées à la mousson de l'Océan Indien et aux passages de la zone de convergence intertropicale (ZCIT).

Durant l'hiver, la ZCIT se déplace plus au sud sur le continent (35°S). A cette période, une zone de convergence plus locale se forme souvent au-dessus de la Mer Rouge. Elle donne lieu à une bande nuageuse, sans générer de pluies significatives (Hériarivo, 1992). Durant cette période, les températures de l'air sont basses (25-27°C) et l'humidité relative est élevée. Les vents du NE arrivent sur Djibouti humidifiés lors de leur passage par la Mer d'Arabie et le GdA. Ces vents peuvent produire de pluies d'hiver qui n'arrosent que les zones côtières.
Durant le printemps (mars-mai), la ZCIT se trouve à la latitude de Djibouti. Ces mois sont caractérisés par des vents faibles, des températures élevées (28 à 38°C) et une très forte humidité.

Durant l'été (juin-septembre), la ZCIT traverse l'Afrique et l'Arabie entre 15°N et 20°N. Elle passe au-dessus de Djibouti au mois de juillet. L'activité de la ZCIT est cependant influencée par l'orographie régionale. En effet, en traversant le plateau éthiopien, les moussons du sud-ouest subissent un effet de *foehn* : les vents s'assèchent et se réchauffent en descendant les massifs montagneux. Ces vents de direction ouest/nord-ouest arrivent sur Djibouti chauds et secs. Ils sont désignés localement par *Khamsin,* allusion à sa durée moyenne de 50 jours (en arabe, *Khamsin* signifie 50). Les températures sont élevées et atteignent 43 à 45 °C. Les pluies amenées par les vents de SO sont arrêtées par le haut plateau éthiopien et donc ne bénéficient pas à Djibouti.

La température et l'humidité relative de l'air montrent la même évolution que celle décrite à l'échelle du GdA. L'ensoleillement est maximal en mai et en octobre-novembre. Les maximums de précipitations s'observent en moyenne au début de l'année (janvier-février) et en octobre –novembre (tableau 1.4).

Tableau 1.4 : Paramètres météorologiques à Djibouti-Serpent sur la Période de 1901-1982 (Source : BGR, 1982)

Mois	T (°C)	Evaporation (mm)	Précipitations (mm)	Bilan E-P
Janvier	25.1	108.1	10.7	97.4
Février	25.4	95.9	13.3	82.6
Mars	26.8	100.6	19.7	80.9
Avril	28.5	96.7	11.5	85.2
Mai	30.6	121.0	6	115
Juin	33.3	199.5	0.4	199.1
Juillet	34.2	300.0	6.3	293.7
Août	33.3	258.0	7.4	250.6
Septembre	32.2	166.1	5.6	160.5
Octobre	29.6	142.9	14.3	128.6
Novembre	27.4	126.5	24.6	101.9
Décembre	25.9	133.5	10.9	122.6

1.4.1.3 Les conditions de l'environnement marin

Les conditions de l'environnement marin dans le GdT ne sont connues qu'à travers des travaux descriptifs menés dans le cadre des inventaires sur différents groupes faunistiques et/ou sur les habitats marins d'intérêt particulier. La première description de la température et de la salinité de la surface de la mer émane de Donguy (1970, 1972, 1974). Utilisant les navires marchands, ce dernier a collecté des données sur quelques paramètres du "climat marin" le long de l'itinéraire Djibouti-Madagascar-Mascaraignes. Entre Djibouti et le cap Guardafui, il a observé deux saisons marines bien distinctes et des différences notables. Ainsi, de février à novembre, la température de surface reste supérieure à 28°C, avec un maximum supérieur à 32°C entre avril et mai au large de Djibouti et seulement en mai au cap Guardafui. Durant cette période, l'auteur a également relevé des fortes salinités (> 36°/00) dans tout le golfe d'Aden. Le maximum est atteint de mai à novembre à Djibouti et seulement au mois d'aout à l'est de 48°E. Les observations de Donguy révèlent que la saison marine fraiche était plus persistante à l'Est qu'à l'Ouest du GdA. D'octobre à février, la température est inférieure à 26°C pendant un mois à Djibouti et pendant trois mois près du cap Guardefui. Cette saison se caractérise par une salinité faible (35 < S < 36) ; la baisse de la salinité s'observe d'octobre à mars au Cap Guardefui, alors qu'elle n'apparait qu'en novembre à l'ouest de 46°E (Donguy, 1971).

D'autres travaux descriptifs mais relativement plus récents et plus spécifiques aux eaux du GdT fournissent quelques informations. Perez et Braud (1978) ont fait des relevées des paramètres climatiques et océanographiques aux îles Musha et Maskali. Ils rapportent que, de janvier à avril, la température des eaux côtières reste homogène et stable (24 à 26°C). Mais, de mai à novembre, elle présente des oscillations fréquentes et irrégulières (28 à 33°C), en raison des déplacements des masses d'eaux plus chaudes du large vers les côtes. La turbidité est maximale entre mai et juin. Les vents les plus fréquents sont d'ouest de juin à aout et d'est durant le reste de l'année (tableau 1.5). Robineau et Rose (1984) ont étudié les dugongs (*Dugongs dugons*) dans le GdT. Les relevés effectués lors de cette étude indiquent que les eaux superficielles présentent une température moyenne de 25°C en hiver et de 29 °C en été. La salinité est de 36.5 psu durant la majeure partie de l'année mais peut atteindre 38 à 39 psu lors de la sortie de l'eau de la Mer Rouge. Ils ont localisé une thermocline saisonnière entre 60 et 85 m au mois de mars.

Il est fait également mention d'une turbidité relativement élevée durant l'été, limitant la croissance des coraux dans les zones de 15 à 25 m de profondeur. L'évaporation reste élevée durant toute l'année. En moyenne annuelle, le bilan E-P montre un déficit de 150 mm/mois, soit 1.8 m/an (tableau 1.3).

Tableau 1.5 : Relevés de la température, de la direction du vent, de la turbidité, de la température l'air et de la température de la surfcace de la mer (source : Perez et Braud, 1978)

Date	Direction Vent	Turbidité	Température air (°C)	Température mer (°C)
23-9-1975	E-SE	-	35	30
12-1-1976	N-E	6,5	26	26
17-1-1976	E-SE	-	27	26
23-1-1976	E	3	26	24
23-2-1976	E	4	27,7	26,5
23-3-1976	E	2,5	28	28
30-3-1976	E-NE	4	28	28
5-4-1976	O	-	30	27
25-5-1976	NE	8	32	31,5
2-6-1976	E-NE	7	30	31
23-6-1976	O-NO	4	34	30
1-8-1976	O-NO	3	31	31
15-8-1976	O-NO	3	31	30,5
30-8-1976	O-NO	6	32	31
326-10-1976	E-NE	-	32	30,5

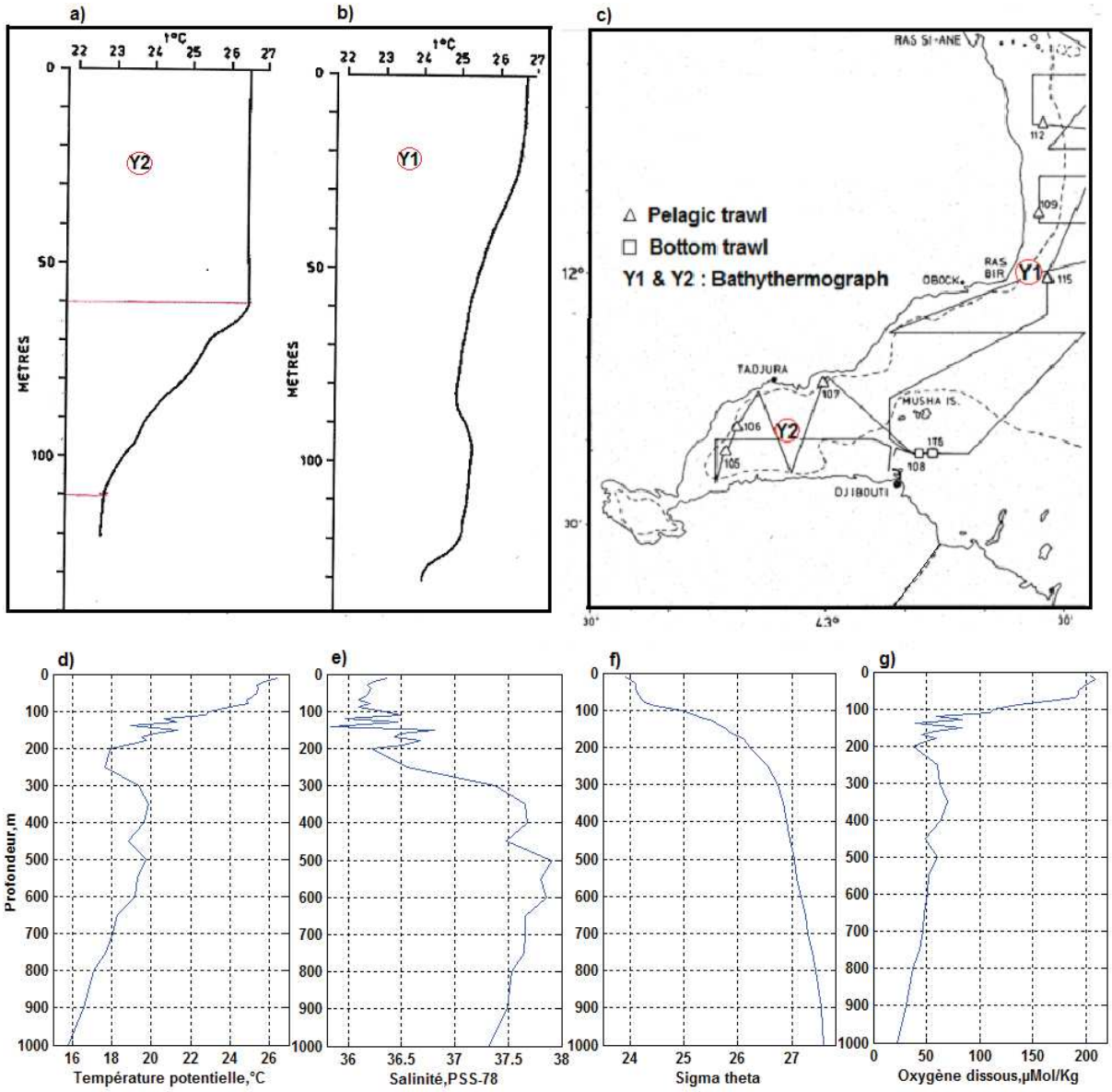
Les observations de Bouhlel (1988) indiquent des températures de l'eau de mer de 30,5°C et une salinité de 36 à 37 psu au mois de juin ; 28°C et 38,4 psu pour le mois de novembre. Il fait également état d'une thermocline se situant entre 30 et 50 m durant l'été et entre 100 et 120 m durant l'hiver. L'auteur associe l'abondance des captures commerciales des espèces pélagiques et semi pélagiques à la productivité primaire consécutive à la remontée de cette thermocline.

Lors d'une évaluation de stock de poissons pélagiques par échosondage, Myklevoll (1982) a localisé la thermocline à 60 m au centre du golfe et à 85 m au nord-est (Fig. 1.11-a et b). Il a observé que le gradient de la température était plus accentué au centre qu'au nord-est du golfe. La température baisse de 26.5°C à la surface à 22.5°C entre 60-110 m au centre alors qu'au nord-est, elle baisse de 26.7°C (surface) et à 24.8°C à 85 m.

A cela s'ajoutent quelques profils de température émanant des campagnes d'investigation de l'eau sortant de la Mer Rouge (REDSOX-1) organisées entre février et mars 2011 (Bower and Fratantoni, 2002). La comparaison entre les profils verticaux réalisés par Myklevoll (1982) et

ceux de REDSOX-1 montre que la colonne d'eau présente des structures différentes selon les positions des stations de mesure et les périodes de l'année. La couche de mélange est homogène et réduite à 60 m à l'intérieur du golfe mais plus étendue (80 m) au nord-est du golfe au mois de mars (Fig. 1.11-a et b). Les profils verticaux de REDSOX révèlent des variations importantes de la température, de la salinité et de l'oxygène dissous entre 100 et 200 m de profondeur (Fig. 1.11-d,e et g).

Figure 1.11 : En haut : profils verticaux de la température : (a et b) et localisation des stations de mesure (c) (source : Reports on survey with Dr Fridtjof Nansen 2-3 March 1981).
En bas : profils verticaux de la température potentielle (d), de la salinité (e), d'anomalie de densité (f) et de l'oxygène dissous (g). La position de la station échantillonnée est indiquée à la figure 1.10-b).



1.5 Conclusions du chapitre 1

Les données rassemblées dans ce premier chapitre nous ont permis d'avoir un aperçu général mais précis du contexte climatique et des processus océanographiques prédominants dans la région du Golfe d'Aden et du sud de la Mer Rouge. Le climat est presque entièrement influencé par le régime de la mousson de l'Océan Indien. La circulation atmosphérique est dominée par la renverse saisonnière des vents du nord-est et du sud-ouest. Ceux-ci influencent à la fois les échanges de chaleur à l'interface air-mer, la circulation des eaux de surface et de subsurface, ainsi que les échanges d'eau et d'énergie entre les différents bassins. Dans le Golfe d'Aden, le bilan annuel des échanges air-mer montre un excédent de chaleur. Cet excédent est équilibré par les échanges de chaleur avec la Mer Rouge et la Mer d'Arabie mais aussi par l'upwelling durant la saison de la MSO. Or, le GdA étant entouré des terres arides avec des apports terrigènes négligeables, l'upwelling et les échanges de masses d'eau avec la Mer Rouge et la Mer d'Arabie, expliquent en grande partie les variations de l'oxygène dissous, des nutriments et par conséquent de la production primaire.

Dans le Golfe de Tadjourah, on retrouve les mêmes caractéristiques climatiques que celles du GdA. Les données disponibles sur les structures thermo-halines de surface sont hétérogènes. Elles montrent cependant que l'environnement marin dans le GdT subit des fluctuations importantes. Le forçage atmosphérique par le vent semble être un facteur clé à l'origine de ces fluctuations. Il apparait une concomitance entre les forçages atmosphériques par les vents et l'état de l'environnement marin (température et turbidité des eaux de surface, etc.). D'autres paramètres, notamment la salinité, l'oxygène dissous, les nutriments, la production primaire ainsi que les mécanismes qui régissent leur distribution ne sont connus que très qualitativement. La structure verticale de la colonne d'eau dans le golfe demeure mal connue, à l'exception de quelques profils verticaux réalisés dans le cadre d'études écologiques anciennes. Ces données ne permettent pas d'avoir une image précise de la variabilité, de son ampleur et les tendances sur le long terme. Outre la rareté de données qui caractérise cette zone retranchée dans le continent, bien de questions restent encore sans réponses : le Golfe de Tadjourah présente-t-il des spécificités locales ? Est-il gouverné par les même processus que ceux observés dans le Golfe d'Aden ? Dans la première partie du manuscrit, nous aborderons les structures de surface de la mer à travers deux descripteurs : la température de la surface de la mer (SST) et la concentration de a chlorophylle *a* (CHL-a). Ces structures de variabilité seront ensuite reliées aux paramètres atmosphériques.

PREMIERE PARTIE

CHAPITRE 2 : Les structures de variabilité de la surface de la mer

Sommaires

2.1 Introduction……...…….31
2.2 Méthodologie……..31
2.3 Résultats…….……40
2.3.1 Variabilité temporelle……..40
2.3.2 Variabilité spatio-temporelle……...48
2.5 Lien entre les champs de la SST et de la CHL-a……61
2.6 Discussion……...65

2.1 Introduction

Les recherches bibliographiques (chapitre 1) ont montré que la zone du Golfe de Tadjourah subit des influences diverses, tant du continent que de l'océan. Dans ce chapitre (2), nous étudions, la variabilité de la surface de la mer à travers deux descripteurs : SST et (CHL-a). Ces paramètres nous ont parus pour les plus représentatifs de la dynamique de l'environnement marin dans la zone d'intérêt et par leur importance au regard des objectifs de cette thèse. Dans cette perspective, le chapitre vise à répondre aux questions suivantes :

1/ Comment évoluent les paramètres SST et CHL-*a* dans le temps et dans l'espace ?

2/ Peut-on en discerner une tendance, des mouvements cycliques plus marqués ?

3/ Existe-t-il des liens entre les structures de variabilité de ces deux paramètres ?

4/ Quels processus physiques sous-tendent les structures de variabilité de SST et de CHL-*a* ?

La première section du chapitre présente les données ainsi que les méthodes utilisées. La deuxième section est consacrée à la présentation des différents signaux obtenus par les analyses statistiques. Dans la troisième section, nous discutons les résultats pour en déduire les premières hypothèses quant aux processus climatiques et océanographiques qui sous-tendent les structures de variabilité identifiées.

2.2 Méthodologie

2.2.1 Données utilisées

1.4 Les données satellites

La revue de littérature a montré que les données existant sur le Golfe de Tadjourah sont lacunaires et dispersées. Elles n'autorisent pas à faire une analyse statistique sur des longues périodes. Dès lors, l'utilisation des données satellites nous a parue comme une première alternative.

Il existe aujourd'hui plusieurs capteurs océanographiques à bord de plusieurs satellites et qui fournissent diverses données sur la température, la couleur de l'océan (CHLa), le vent à 10 m de la surface, la hauteur d'eau, etc. Ces capteurs diffèrent par leurs résolutions temporelles (fréquences d'observations), spatiales, les algorithmes utilisés et, par conséquent par la précision des données fournies. Notre choix s'est porté sur quelques-uns de ces capteurs. Ce

choix se justifie par la nature, la résolution spatiale et notamment la disponibilité de données. Le tableau 2.1 présente les caractéristiques des principaux capteurs océanographiques, desquels proviennent les données utilisées dans cette étude.

Tableau 2.1 : Caractéristiques des capteurs AVHRR-3, SeaWiFs, Modis, Meris, SeaWinds et ASCAT

Capteurs	Résolution temporelle	Résolution spatiale (GAC)	Période couverte	Paramètres	Précision
AVHRR/3	12 heures	5 km	10/10/2007 à 13/07/2013	Température	± 1 K
SeaWiFs	2 jours	4,5 km	Opérationnel depuis aout 1997	CHL-a	9-19 %
MODIS (Aqua)	1-2 jours	250 m (bandes 1-2 500 m (bandes 3-7) 1km (bandes 8-36)	Opérationnel depuis juillet 2002	CHL-a	-
MERIS	3 jours	1,2 km	Opérationnel depuis mars 2002	CHL-a	30 %
SeaWinds	1 jour	25 km × 6 km	Opérationnel depuis 1999	Vent	± 2 m/s ± 20°
ASCAT	5 jours	50 km et 25 km	Opérationnel depuis 2006	Vent	± 2 m/s ± 20°

2.2.1.1 SST

Deux types de données satellites ont été utilisés pour étudier la variabilité de la SST. Le premier émane du produit "*TURBULENT FLUX*" élaboré par Bentamy et *al*, (2013). Ce produit, disponible de 1999 à 2009 est utilisé pour analyser la tendance décennale ainsi que la relation temporelle entre la SST et les paramètres météorologiques. Le deuxième produit provient du capteur AVHRR-3 MetopA et est distribué par EMEUSAT, SAF. Ce produit a une résolution spatiale relativement plus importante mais n'est disponible qu'à partir de 2008. Nous l'avons utilisé pour l'étude de la variabilité temporelle et spatiale sur la période de 2008 à 2012.

♦ *Produit FLUX TURBULENT*

Le produit "TURBULENT FLUX" contient les flux turbulents mais aussi les données sur les paramètres atmosphériques (Vitesse et direction du vent, température et humidité spécifique de l'air) et océaniques (SST) à partir desquels les flux turbulents sont estimés (Bentamy et *al*, 2013). La température potentielle de la surface de la mer (θs) est estimée à partir des observations journalières du capteur SSM/I (Special Sensor of Mocrowave Imager). Les données sur la température de l'air (Tair) proviennent du modèle ECMWF. L'humidité

spécifique de l'air est estimée à partir de θs et Tair. Les traitements faits sur les données sont détaillés dans Bentamy et *al*. (2013). Le produit "flux turbulent" contenant toutes ces données est disponible à l'échelle globale avec une résolution spatiale de 0.25° × 0.25° à ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/flux-merged/v3/

Les données sur le vent ainsi que l'humidité spécifique de l'air ont été comparées aux données *in situ* collectées sur les bouées réparties sur l'ensemble des océans. Le tableau 2.2 présente les statistiques entre les deux types de données pour la région tropicale.

Tableau 2.2 : Statistiques des données du produit "flux turbulent" comparées aux données *in situ*

Paramètre	Biais	Ecart-type	corrélation	RMSD
Vitesse du vent (m/s)	-0.25	1.23	0.85	2
Tension du vent (dyn/m²)	-0.01	0.03	0.85	
Humidité spécifique 1m (g/kg)	-0.34	1.01	0.87	1.3

♦ *Produit SST AVHRR-3 MetopA*

Le produit "*SST AVHRR-3 MetopA*" provient du radiomètre *AVHRR-3 MetopA* et est distribué à l'échelle globale (en mode GAC : Global Area Coverage) avec une résolution spatiale de 0.05° x 0.05°. Les données sont stockées à l'Ifremer/CERSAT en format NetCDF qui contient : le produit "SST avhrr-3 Metop_A", et les informations auxiliaires associées (les biais statistiques, les coordonnées longitude, latitude, etc.). La validation du produit *SST AVHRR-3 MetopA* a été réalisée par comparaison avec la base de données MDB (en anglais : Matshup data base) et aussi par l'inter comparaison avec les produits des autres capteurs satellites, à l'échelle globale sur une période de 5 ans : 1er juillet 2007 – 31 décembre 2013 (Merchand et *al*. 2007). La base de données MDB est constituée à partir de données collectées à bord des bateaux, des bouées fixes et dérivantes disponibles sur le système de télécommunication global (GTS). Cette comparaison indique une erreur moyenne négligeable de - 0.05°K et un écart-type de 0,48 °K pour les données de nuit contre 0,09°K et 0,58 °K pour les données de jour (Marsouin et *al.* 2010). Seules les données correspondant aux passages de nuit ont été considérées ; les données du jour présentent un biais positif plus important d'origine atmosphérique et un effet de réchauffement diurne (Peter et *al.*2011 ;

Eastwood et *al.* 2011). Les détails d'informations sur le produit SST avhrr-3 Metop_A peuvent être consultés en ligne sur le site : http://www.osi-saf.org/.

2.2.1.1.2 CHL-a

Les données sur CHL-a proviennent de GloColour (projet de l'agence spatial européenne). Ces données sont produites par ACRI-ST, une société spécialisée dans le traitement et la diffusion de données "*couleur des océans*". Le produit satellite *CHL1_mean* est issu de deux capteurs (Modis et Meris). Les données de deux capteurs ont été fusionnées et moyennées par GloColour pour en faire un produit de haute résolution 1 km × 1 km. L'avantage de ce type de données est qu'elles réunissent les caractéristiques de deux capteurs de résolution spectrale différente. Ces données sont moyennées tous les 8 jours et couvrent la période du 1er janvier 2005 au 30 novembre 2011, soit 303 images. Les traitements de données réalisées pour obtenir ce produit fini (*CHL1_mean*) sont détaillés dans le document qui peut être consulté en ligne ici : http://www.globcolour.info/validation/report/. Le tableau 2.3 présente les caractéristiques des différents produits satellites utilisés.

Tableau 2.3 : Caractéristiques des produits SST _Flux turbulent, SST_ avhrr-3 Metop_A et CHL1_mean

Nom du produit	Couverture	Satellite(s)	Capteur(s)	Résolution spatial	Résolution temporelle
SST avhrr-3 Metop_A	Global	MetOp A	AVHRR-3	0.05°×0.05°	12 heures
SST_FLUXES	Global	DMSP	SSM/I	0.25° × 0.25°	journalier
CHL1_mean	Global	Seastar Aqua	SeaWiF, Modis, Méris	4,5 Km 1 Km	8 jours

2.2.2 Méthodes d'études

2.2.2.1 Délimitation de la zone d'étude et prétraitement de données

De la grille de données globales, nous extrayons la zone limitée entre 42°30 – 43°15 E et 11°30 - 12°00 N (Fig.1.10) qui est considérée comme notre "zone d'étude". Les deux produits satellites utilisés ((SST_AVHRR metopA et CHL1_mean (Modis/Meris) ont des résolutions temporelles différentes. Le premier produit est en résolution journalière mais le second produit n'est disponible qu'en résolution hebdomadaire (moyenne de 8 jours). Afin d'obtenir la même résolution temporelle pour les deux produits, nous avons transformé les cartes journalières de la SST en cartes composites (moyenne de 8 jours).

2.2.2.2 Approche et méthodes d'analyses

L'objectif est d'étudier la variabilité des paramètres SST et CHL-a dans la zone d'étude, sur des périodes de 2008-2012 et de 2005-2011 respectivement.

2.2.2.2.1 Etude de la variabilité temporelle

La variabilité temporelle est abordée par l'analyse des séries temporelles (ou séries chronologiques). A cet effet, pour chaque paramètre, des moyennes spatiales sont calculées à partir des images satellites (cartes). Ces cartes se trouvent sous forme 3D : Carte (temps, longitude, latitude). Nous avons dans un premier temps transformé les cartes 3D en 2D (Matlab : map2mat.m) afin d'extraire, pour chaque carte, que les pixels de la zone d'étude (″sea pixels″. Les données de chaque carte sont ensuite moyennées pour avoir une valeur moyenne, correspondant au temps d'observation t. On obtient ainsi une succession des valeurs chronologiques, espacées d'un intervalle de temps régulier (Δt). Ces valeurs forment la série temporelle. Les valeurs manquantes ont été comblées par l'interpolation linéaire (fonction interp1, Matlab 2010a). Dans le cas des données de la CHL-a, l'échelle logarithmique (à base 10) est utilisée pour normaliser et réduire les écarts très importants entre les extrêmes (Campbell, 1995). Si X est le paramètre étudié et t, le temps d'observation, la série temporelle peut être représentée comme suit :

X = X_1, X_2 , ……X_N : Valeurs moyennes successives du paramètre étudié

T = t_1, t_2 , ……t_N t : temps d'observation[1] ; N : nombre total d'observations

$$X(t) = X(t_1), X(t_2), \ldots\ldots X(t_N), \quad 1 \leq t \leq N \quad \Delta t = t_{N+1} - t_N = 1 \qquad \textbf{(2.1)}$$

L'unité de temps (Δt) choisie est une moyenne de 8-jours, qui correspond à la résolution temporelle commune aux deux jeux de données.

Plusieurs méthodes d'analyse de séries temporelles existent dans la littérature (Emery and Thompson, 2014). Celles-ci peuvent être classées en deux grandes catégories : temporelles et fréquentielles. La première inclut toutes les analyses des autocorrélations et des corrélations croisées et la seconde, les analyses spectrales. Chacune de ces méthodes, permet d'analyser un aspect précis de la variabilité du phénomène étudié. Dans cette section, nous présentons brièvement les principales méthodes utilisées dans l'analyse des séries temporelles SST et

[1] Les fréquences d'observation sont dépendantes des passages du satellite au-dessus de la zone d'étude

CHL-a. Les détails méthodologiques, les conditions d'application ainsi que les adaptations de ces méthodes aux données, sont détaillées à l'annexe A du manuscrit.

♦ Les méthodes d'analyse temporelle

Analyse des autocorrélations

Il s'agit d'étudier les corrélations intra-sérielles c'est-à-dire des relations entre les différentes observations d'une même série temporelle. L'analyse de la fonction d'autocorrélation a été appliquée aux séries SST et CHL-a afin d'étudier l'influence des observations entre-elles, autrement dit "la mémoire du processus étudié".

Analyse des corrélations croisées

L'analyse de corrélation croisée permet d'étudier comment les deux séries de données évoluent ensemble dans le temps. Elle permet de mesurer le degré de similitude entre deux variables. Cette corrélation croisée peut varier dans le temps. On utilise dans ce cas, la corrélation croisée avec décalages, obtenue par décalages successifs de la deuxième série temporelle par rapport à la première. Ceci permet de déterminer le décalage pour lequel, la corrélation entre les deux séries est maximale.

♦ Les méthodes d'analyse fréquentielle

Ces méthodes sont basées sur l'analyse harmonique et le filtrage des signaux dans le domaine fréquentiel. Deux méthodes principales sont utilisées dans cette étude : la méthode d'analyse spectrale singulière (ou SSA : singular spectrum analysis) et l'analyse spectrale simple par la transformée de Fourier.

L'analyse spectrale singulière (SSA) :

La méthode SSA permet de décomposer la série temporelle en trois principales composantes : le cycle saisonnier, la tendance et le bruit. Les pourcentages de variance expliquée qui leurs sont associés permettent d'estimer la contribution relative de chaque composante à la variance totale. La sélection de quelques composantes principales temporelles (ci-après CPTn) qui explique le maximum de la variance, permet de reconstruire la série temporelle filtrée de bruit. Nous avons utilisé le logiciel CaterpillarSSA (voir Golyandina, 2001) pour décomposer les séries temporelles SST et CHL-a.

Analyse spectrale simple par la transformé de Fourier

Appliquée à une série temporelle, la transformée de Fourier rapide, permet de passer du domaine temporelle X(t) au domaine fréquentiel F(ω) et d'en extraire les composantes cycliques. Ainsi, le principe de base de cette méthode est qu'une série d'observations, peut s'écrire en une somme des sinusoïdes (sinus et ou cosinus). A la différence de la méthode SSA, la décomposition de Fourier se limite qu'aux signaux cycliques. Cette méthode est utilisée ici pour comparer et compléter la méthode SSA.

2.2.2.2.2 Etude de la variabilité spatiale

La variabilité spatiale a été étudiée essentiellement par l'analyse en composante principale (ou la fonction empirique orthogonale, EOF). Celle-ci consiste à transformer les variables liées entre elles (points de grilles) en un petit nombre de champs 2D indépendants (orthogonaux). Les nouvelles variables (EOF) qui résultent de la décomposition, permettent d'expliquer au mieux la variance contenue dans les données initiales (Les détails de calcul des EOF sont exposés à l'annexe A).

2.2.2.3 Significativité des modes statistiques

Les méthodes de décomposition appliquées aux séries temporelles (1D) ou aux séries des cartes 2D, aboutissent à quelques composantes principales ou modes statistiques. La sélection de ces composantes principales n'est pas toujours facile. Il existe cependant un ensemble de règles empiriques pour déterminer les modes «significatifs ». Toutes ces règles se fondent sur la distinction entre le signal qui contient l'information pertinente et du bruit dû aux diverses erreurs (Preisendorfer, 1988).

Pour les composantes principales temporelles issues de l'analyse SSA, le test de Monte Carlo a été appliqué.

♦ *Test de significativité des composantes SSA et de M-SSA*

Le test de Monte Carlo permet de vérifier si les composantes SSA (CPT) diffèrent de celles générées par le bruit rouge. Pour cela, on utilise un modèle autorégressif d'ordre 1. On simule des séries temporelles AR1 et on pose pour l'hypothèse nulle (H∅) que la série initiale correspond à ce bruit rouge de type AR(1). On réalise un test en trois étapes :

1) On détermine les coefficients de l'équation 2.2 à partir du modèle AR1, selon l'équation X(t) = *a*X(t-1) + *b*(t). Dans cette équation, *a* est l'autocorrélation d'ordre 1 et *b*(t), un bruit blanc de variance $\sigma^2 = 1$.
   X(t) = *a*X(t-1) + *b*(t) **(2.2)**

2) La matrice de covariance est obtenue à partir des séries simulées ; cette matrice est ensuite projetée sur les valeurs propres (**E**x) calculées à partir de la série temporelle originale. La distribution des valeurs propres de AR1 contenues dans la diagonale de C_R' permet de calculer l'intervalle de confiance du bruit rouge

   $$\Lambda_R = E_x{}^T\ C_R\ E_x \qquad \textbf{(2.3)}$$

3) Pour chaque rang, les valeurs propres obtenues à partir de données réelles sont comparées à celles des données simulées. Si une valeur propre dépasse l'intervalle des percentiles (2.5th et 97.75th) de AR1, l'hypothèse nulle H∅ est rejetée au risque α = 0.05 ; il y a une probabilité *p* = 0.05 que les composantes principales T-PCs, soient issues d'un processus aléatoire de type AR1 (d'après Allen and Smith, 1996)).

♦ *La règle de séparabilité de North et al. 1982*

L'application du test de Monte Carlo étant délicate pour les EOF à cause du volume important de données et un grand nombre de simulation à réaliser, nous nous sommes contentés des tests empiriques notamment la règle de North et *al*. (1982), basée sur l'erreur d'échantillonnage.

La règle de North et *al.* (1982) permet de distinguer les EOF uniques à l'aide de l'erreur type affectant une valeur propre par la distance qui la sépare de son plus proche voisin. Pour chaque valeur propre, cette erreur type (erreur d'échantillonnage) est estimée à partir du nombre effectif d'observations indépendantes. L'erreur type affectant la valeur propre λ_i (2.4) est la même que celle qui affecte le vecteur propre ΔC_i (2.5). Les modes EOF à retenir, sont sélectionnés par rapport au seuil critique ($\delta\lambda_i / \lambda_i \approx \sqrt{\frac{2}{Neff}}$)

$$\delta\lambda_i \approx \sqrt{\frac{2}{Neff}} \times \lambda_i \qquad \textbf{(2.4)}$$

$$\frac{\Delta\lambda_i}{\lambda_i - \lambda_j}\Delta C_i = \frac{\delta\lambda_i}{\lambda_i - \lambda_j}\Delta C_j \qquad \textbf{(2.5)}$$

2.2.2.4 Comparaison de données satellites versus les données *in situ*

Les données du produit *SST_avhrr_MetopA* ont été validées par comparaison aux données *in situ* sur un intervalle de 6 ans, 1er Juillet 2007 à 31 Juillet 2013 (Marsouin, 2010). A l'échelle globale, les résultats de validation révèlent une erreur moyenne faible de - 0.05 °K et un écart-type de 0.45 K, pour les données de nuit (Le Borgne et *al*., 2007; Marsouin et *al*., 2010 ; Le Borgne et al., 2011a;). Ce biais est plus élevé pour les données du jour et varie suivant les régions et en fonction des saisons. Par exemple, un biais négatif plus important a été observé pour la Mer d'Arabie. Ainsi, nous voudrions comparer les données *SST_avhrr_MetopA* avec les données *in situ* dans le GdT. A cet effet, nous avons utilisé les données obtenues à l'aide des sondes fixes (sondes Hobo température-conductivité) installées sur les bouées de signalisations dans le GdT, respectivement à 2 m, 15 m et 30 m de profondeur. Au préalable, les sondes ont été testées à l'aide d'un thermomètre électronique à haute précision. La sonde a été placée dans un récipient d'eau prélevé sur le site de mesures. Des mesures de températures sont effectuées à des intervalles de temps réguliers. Aucune dérive de données de la sonde n'a été observée.

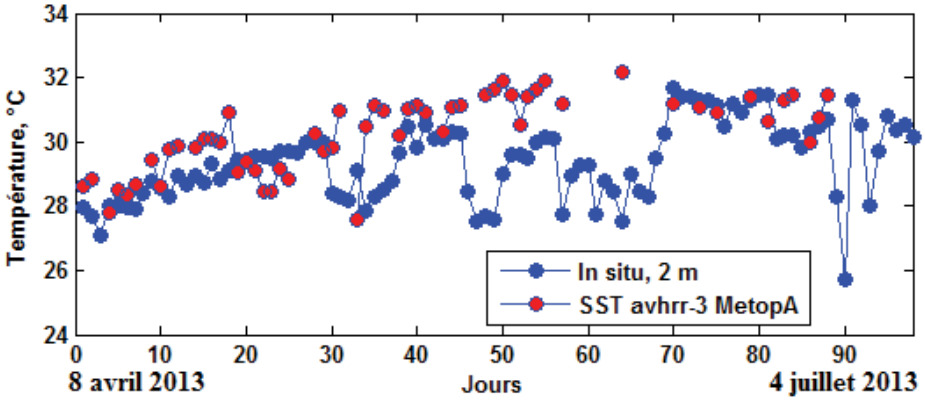
Parmi les trois sondes installées à différentes profondeurs, nous avons utilisé celle proche de la surface, placée à – 2 m (Bouée cardinale nord, proche du Port de Djibouti). Cette sonde a enregistré les données de température et de la conductivité toutes les six heures (01h00, 07h00, 13h00 19h00) de 4 avril 2013 au 17 aout 2013. Malheureusement, les données du capteur AVHRR-3 MetopA n'étaient plus disponibles à partir de juillet 2013. Nous avons donc utilisé les données de passage de nuit (00h00) couvrant la période de 4 avril au 4 juillet 2013. Pour les données *in situ*, nous avons utilisé les données de température enregistrées par la sonde sur la même période, en ne prenant que les enregistrements de 01h00 proche de minuit (1 heure de décalage).

Les deux types de données montrent une bonne concordance sur la courte période de deux mois, d'avril à mai (Fig. 2.1). Dans les deux cas, les températures augmentent presque linéairement en passant de 28°C (avril) à 30-31°(mai). Dans cet intervalle, l'erreur moyenne est estimée à - 0.6°C. Comme le montre la figure 2.2, les données satellites restent légèrement supérieures aux données *in situ*, sauf en juin durant lequel l'écart entre les deux types de données augmente. Cela pourrait s'expliquer par l'excès de réchauffement de la surface par rapport à la profondeur de 2 m où se trouve la sonde.

Erreur moyenne = $\frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N}(SST_{in\ situ}$ - $SST_{avhrr\ MetopA})$ **(2.6)**

Le biais statistique estimé reste supérieur à celui calculé pour le produit $SST_{avhrr\ MetopA}$ à l'échelle globale. Cela conforte les observations de Marsouin et *al.* (2013) : le biais est négligeable (0.05°K) à l'échelle globale mais augmente à l'échelle des régions. En outre, l'erreur estimée pour le GdT se situe dans la gamme des erreurs moyennes estimées pour la région de la Mer d'Arabie comprises entre 0.5 à 1° K.

Figure 2.1 : Données satellites issue du radiomètre AVHRR-3 MetopA (en rouge) comparées aux données *in situ* (en bleu) mesurées dans le Golfe de Tadjourah



2.3 Analyse des résultats

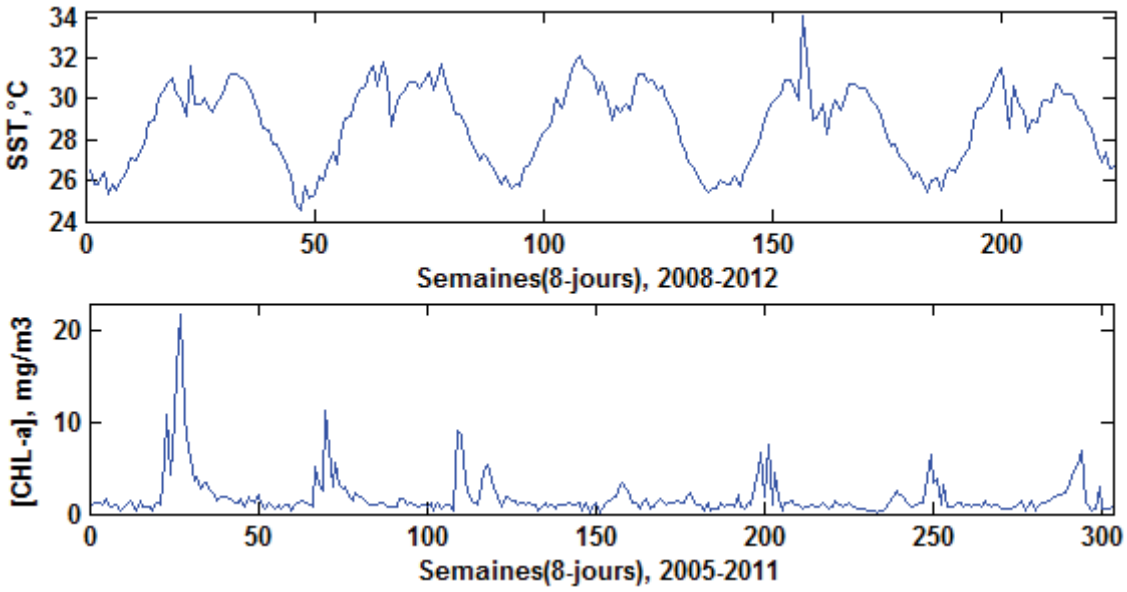
2.3.1 Variabilité temporelle

2.3.1.1 Analyse descriptive simple des séries temporelles de la SST et de la CHL-a

Les variations temporelles de moyennes spatiales de la SST et de la CHL-a, respectivement de 2008 à 2012 et de 2005 à 2011, sont présentées à la figure 2.2. Les deux séries temporelles montrent un signal cyclique apparent. Pour la SST, la température minimale est atteinte entre janvier et février. En moyenne, le premier maximum se situe entre mai et juin et le deuxième entre septembre et octobre. Entre ces deux maximums, on note une baisse de la SST.

A l'échelle interannuelle, la plus basse température a été observée en 2009 (24.5°C) et 2011 correspond à l'année où la SST a été la plus élevée (34.05°C). La série CHL-a présente un pic qui apparait chaque année à la même période entre juillet et septembre, mais avec des amplitudes variables. La plus forte concentration de CHL-a a été observée en 2005 et la plus faible concentration (0.29 mg/m3) en 2008.

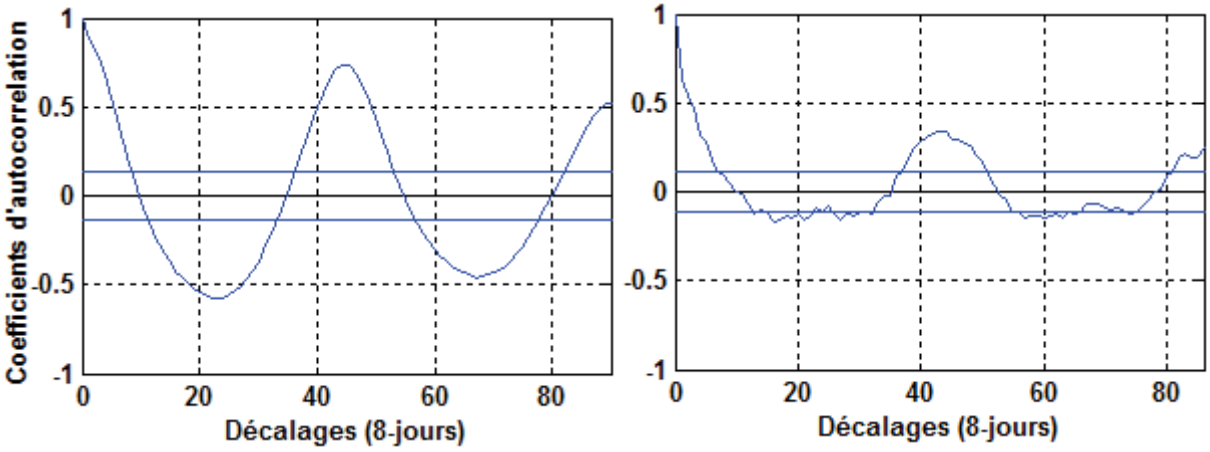
Figure 2.2 : Evolution temporelle des moyennes spatiales (8-jours) de la SST, 2008-2012 (en haut) et de la CHL-a, 2005-2011 (en bas)



2.3.1.2 Analyse des autocorrélations

La figure 2.3 montre les fonctions d'autocorrélation (FAC) de la SST et de la CHL-a. Dans les deux cas, la FAC révèle un signal cyclique de période annuelle. Dans le cas de la SST, la FAC présente une corrélation maximale (r = 0.92, p = 0.05) pour le décalage 1 (8-jours) et diminue progressivement pour s'annuler au décalage 9. Alors que pour la CHL-a, la corrélation maximale au décalage 1 (8-jours) n'est que de 0.37 et devient non significatif au décalage 4 (32 jours).

Figure 2.3 : Fonctions d'autocorrélation (FAC) de la SST (gauche) et de la CHL-a (droite), pour les décalages $\tau = 0$ à $\tau = 88$ (8-jours)



2.3.1.3 Analyse des résultats de décomposition par la méthode SSA

♦ SST

L'analyse SSA (longueur de fenêtre M = 90) appliquée sur la série temporelle SST (*N* = 225 semaines) conduit à 90 valeurs propres (Fig. 2.4-a). Les quatre premières valeurs propres - regroupées en deux paires- sont bien séparées du reste. Les paires de valeurs propres sont généralement associées aux composantes oscillatoires (théorie de SSA, Golyandiana, 2001). L'analyse spectrale montre que les composantes d'une même paire ont la même période. Or, la matrice de corrélation montre que les composantes d'une même paire sont fortement corrélées entre elles. (Fig. 2.4-b, zone grise). En groupant les composantes des paires 1-2, 3-4 et 5-6 (étape 2, SSA, annexe A), on obtient les trois premières composantes principales temporelles (CPT1, CPT2, CPT3) de la série SST. Ces composantes sont indépendantes les unes des autres, tandis que les composantes de rang 8 et le reste ne le sont pas car il apparait des corrélations significatives entre elles (matrice de corrélation, zone en gris clair). Nous ne considérons donc que ces trois CPT pour écrire la variabilité temporelle de la SST.

La première composante (CPT1) explique 74.3 % de la variance totale et montre des fluctuations entre les minimums en décembre-février et le maximum durant la période d'été. La T-PC2 (en rouge) compte pour 14.6 % de la variance totale et indique, à la différence de CPT1, un minimum durant la période d'été. La troisième composante (CPT3 en vert) n'explique que 3 % de la variance totale et montre une fréquence plus élevée (Fig. 2.5-a).

La même analyse SSA (longueur de fenêtre M = 86) appliquée sur la série CHL-a (*N* = 303 semaines) donne 86 valeurs propres (fig. 2.4-b). La première paire et les trois valeurs propres qui suivent sont bien séparées du reste (Fig. 2.4-b'). Le groupement de composantes de la première paire et celles du triplet (rangs 3-4-5) conduit aux CPT1 et CPT2.

La CPT1 explique 29.6 % de la variance totale et se caractérise par un seul maximum qui se présente entre aout et septembre chaque année. La CPT2 compte pour 19 % de la variance totale et présente un premier maximum entre janvier-février et un deuxième maximum en juillet (Fig. 2.6-a').

Figure 2.4 : Pourcentages de variance expliquée de valeurs propres en fonction de leurs rangs, (a) SST et (b) CHL-a, ainsi que les matrices de corrélation entre les composantes principales correspondantes (b et b').

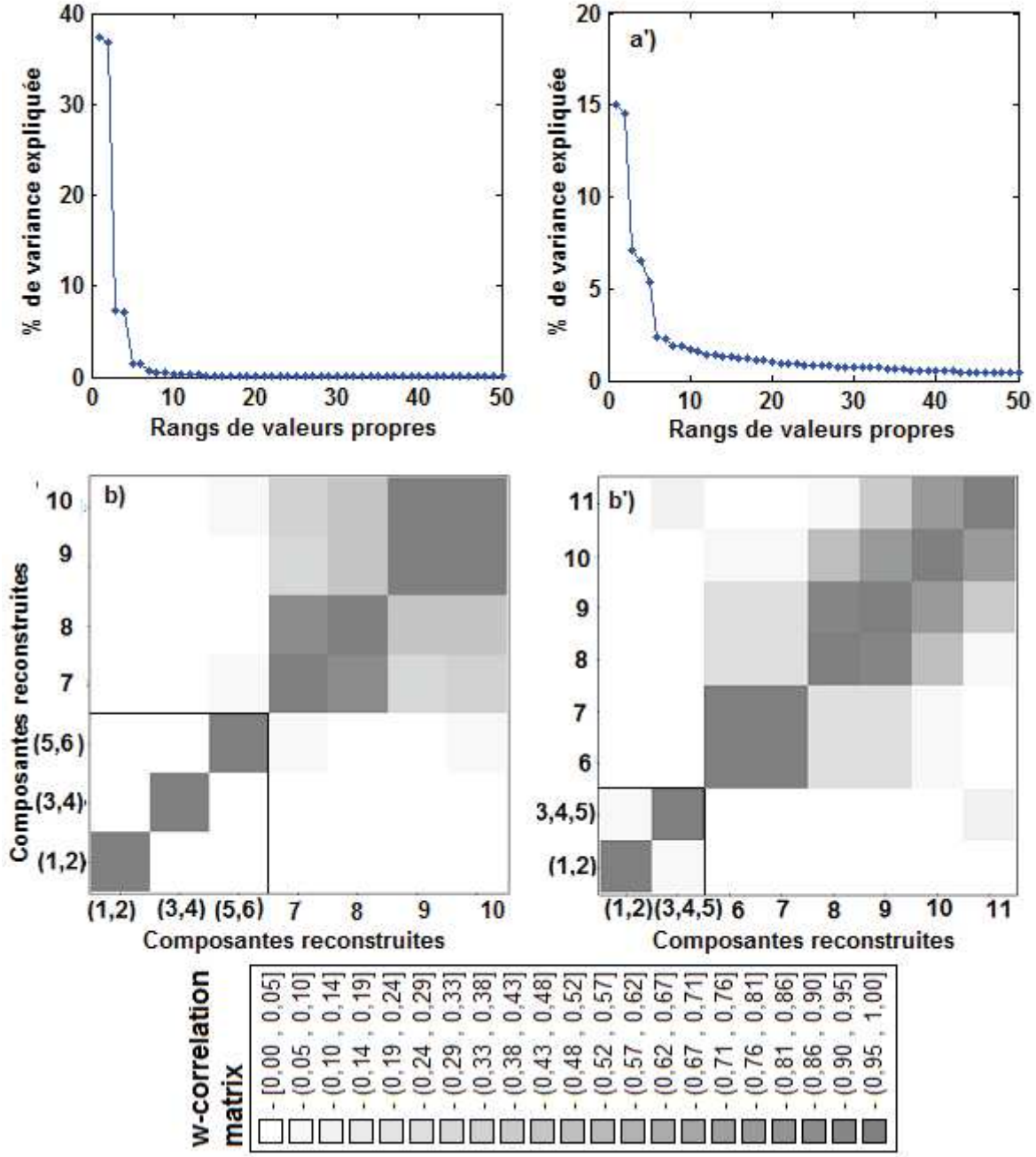


Figure 2.5 : Résultats de décomposition par la SSA de la série SST : (a) Composantes principales temporelles, (b) la série temporelle reconstruite de la SST et (c) les résidus.

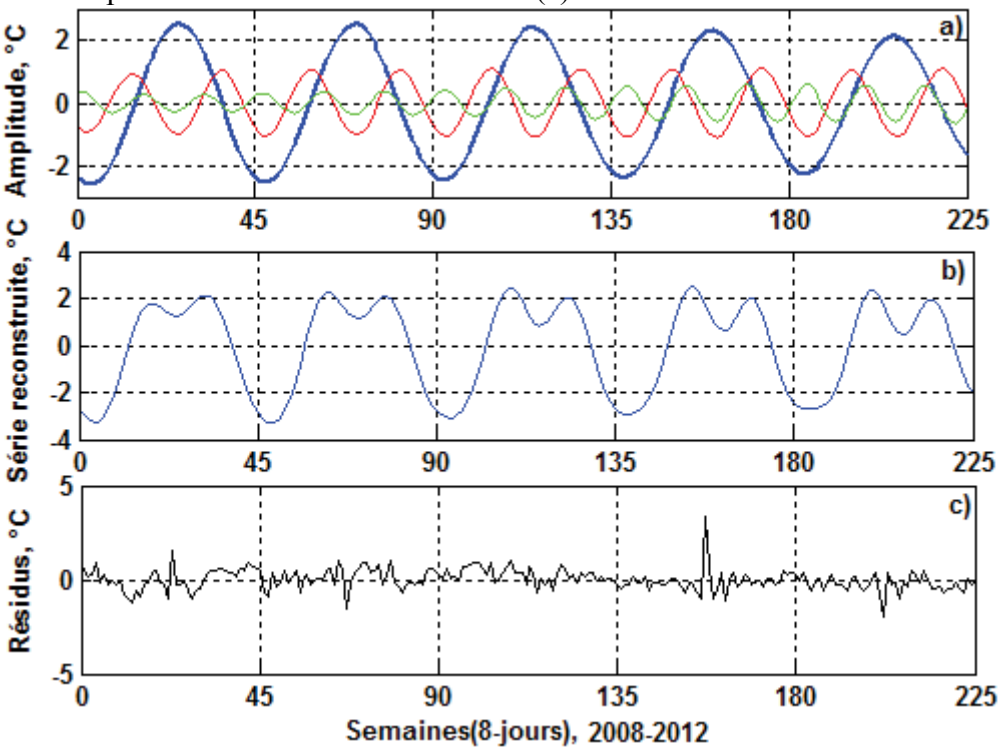
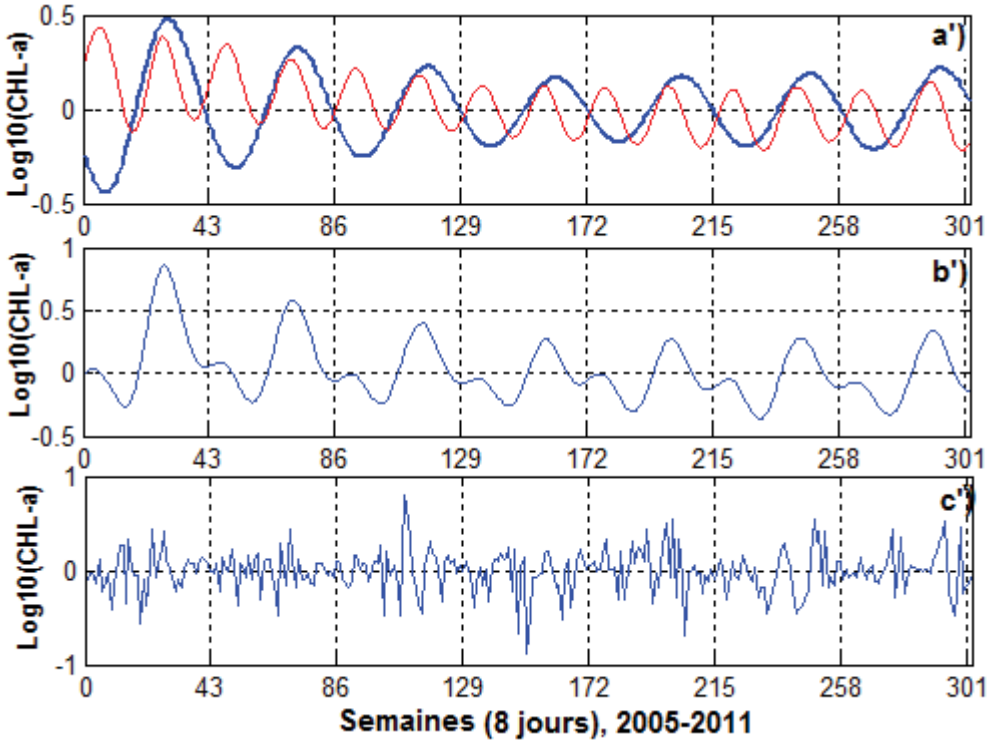


Figure 2.6 : Résultats de décomposition par la méthode SSA de la série CHL-a : (a) Composantes principales temporelles, (b) la série temporelle reconstruite de la CHL-a et (c) les résidus.



2.3.1.4 Analyse spectrale simple

Afin de déterminer les caractéristiques des composantes périodiques présentées ci-dessus, une analyse spectrale simple basée sur la transformée de Fourier rapide (FFT) a été appliquée sur les séries temporelles de la SST et de la CHL-a ainsi que sur les composantes SSA.

Cette analyse a révélé trois pics correspondant aux cycles de 45 (360 jours), 23 (184 jours) et 15 semaines (120 jours) pour la série de la SST (Fig. 2.7-a) et deux pics de périodes de 43 cycles (344 jours) et de 22 cycles (176 jours) pour la série de la CHL-a (Fig. 2.7-b). Ce qui correspond aux cycles annuel, semi-annuel et au cycle de 4 mois. Or, l'analyse spectrale réalisée sur chacune des composantes SSA de deux séries indique les mêmes périodes obtenues à partir des séries originales de SST et CHL-a.

L'analyse spectrale ayant déterminé les principales périodes, les séries temporelles de la SST et de la CHL-a peuvent être représentées sous forme de séries de Fourier suivant l'équation A.10 (Annexe A). Les coefficients C_n de cette équation ont été calculés en intégrant chacune des composantes périodiques (n harmoniques) entre 0 et la fréquence correspondante $n \times \omega_0$ (: $\omega_0 = 2\pi/T$: T période fondamentale). Le tableau 2.4 montre les amplitudes et les phases des fréquences correspondantes aux séries SST et CHL-a.

Figure 2.7 : Analyse spectrale de la SST (a) et de la CHL-a (b). A noter la prédominance du cycle annuel dans les deux cas, et la présence des pics de courtes périodes dans le périodogramme de la CHL-a

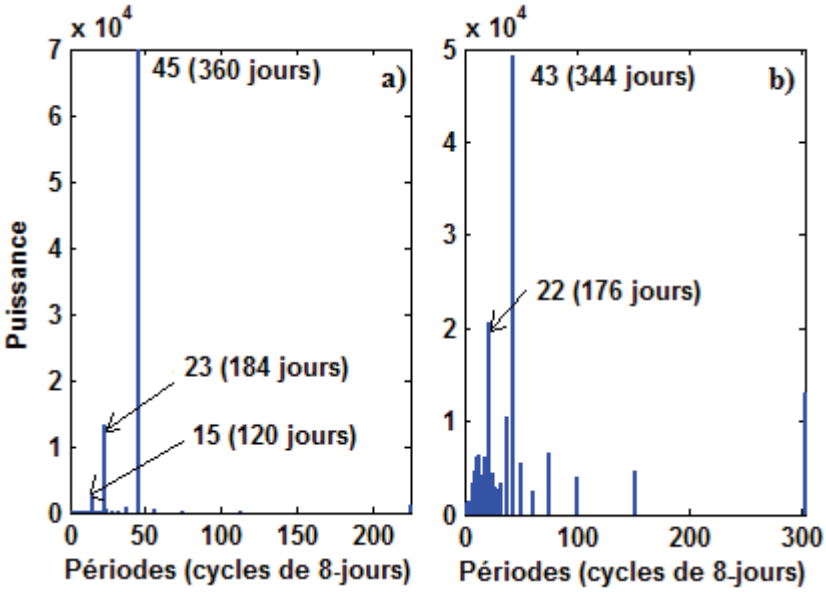


Tableau 2.4 : Amplitudes et phases des harmoniques des séries de Fourier correspondantes aux séries temporelles de la SST et la CHL-a

	Harmonique	Amplitude	Phase
SST	($\omega_0 = 2\pi/T$)	2.5	0.44 (≈ 26 jours)
	($2\omega_0\ \pi/T$)	0.95	0.74 (≈ 43 jours)
	($3\omega_0\ \pi/T$)	0.22	1.12 (≈2 mois)
Log10(CHL-a)	($\omega_0 = 2\pi/T'$)	0.5	1.15 (2 mois)
	($2\omega_0 \pi/T'$)	0.2	0.93 (2 mois et 26 jours)

$$SST(t) = 28.72 + 2.5\times\cos(\omega_0 t + \frac{\pi}{7}) + 0.95\times\cos(2\omega_0 t + \frac{\pi}{5}) + 0{,}22\times\cos(3\omega_0 t + \frac{\pi}{4}) \quad \textbf{(2.7)}$$

$$Log10(CHL\text{-}a)(t) = 0.5 \times \cos(\omega_0 t + \frac{\pi}{3}) + 0.2\times \cos(2\times\omega_0 t - \frac{2\pi}{7}) \quad \textbf{(2.8)}$$

Ou

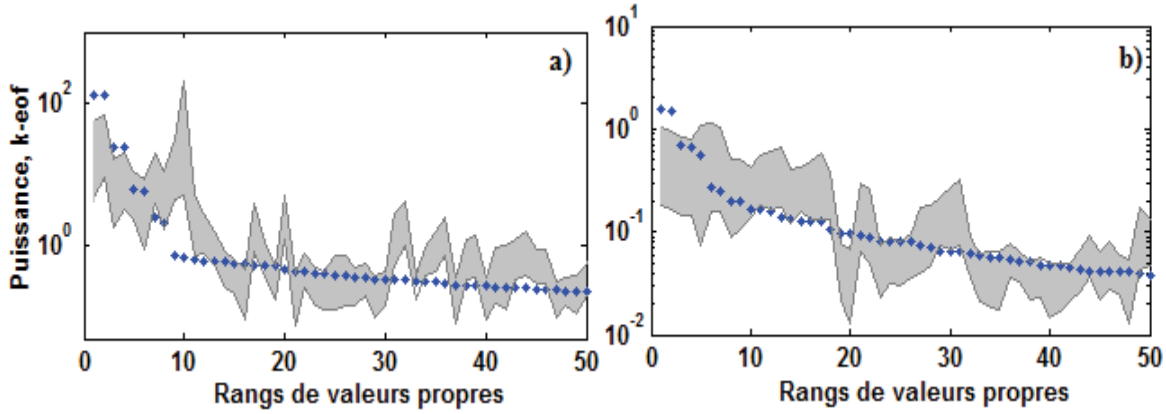
$$CHL\text{-}a(t) = 1.67 + 3.2\times \cos(\omega_0 t + \frac{\pi}{3}) + 1.6 \times \cos(2\times\omega_0 t - \frac{2\pi}{7})$$

Les deux équations (ou séries de Fourier) montrent, pour chaque paramètre, les composantes cycliques qui fluctuent autour des moyenne respectives. Chaque composante présente également une phase par rapport à l'origine (t=0). Celle-ci correspond à l'avance ou au retard du cycle de la première année par rapport à l'année qui précède.

♦ *Application du test de Monte Carlo aux composantes SSA de la SST et de la CHL-a*

Les résultats du test de Monte Carlo révèlent que seules les valeurs propres de rangs 1 à 4 correspondant aux deux premières composantes principales de la SST sont significatives car elles se trouvent en dehors de l'intervalle de confiance du bruit rouge AR(1), en gris sur la figure 2.8. Dans le cas de la CHL-a, seules la première paire de valeurs propres (la première composante principale) dépasse l'intervalle de confiance de AR1. Les trois valeurs propres qui correspondent à la deuxième composante principale de CHL-a (cycle semi-annuel) ne dépassent pas le seuil de significativité, limite supérieure de l'IC de AR1. Ceci serait probablement dû à une contamination par le bruit.

Figure 2.8 : Résultats du test de Monte Carlo : valeurs propres SSA superposées à l'intervalle de confiance du bruit rouge (AR1), SST (a), CHL-a (b).



2.3.1.5 Analyse des tendances long terme (2000-2009)

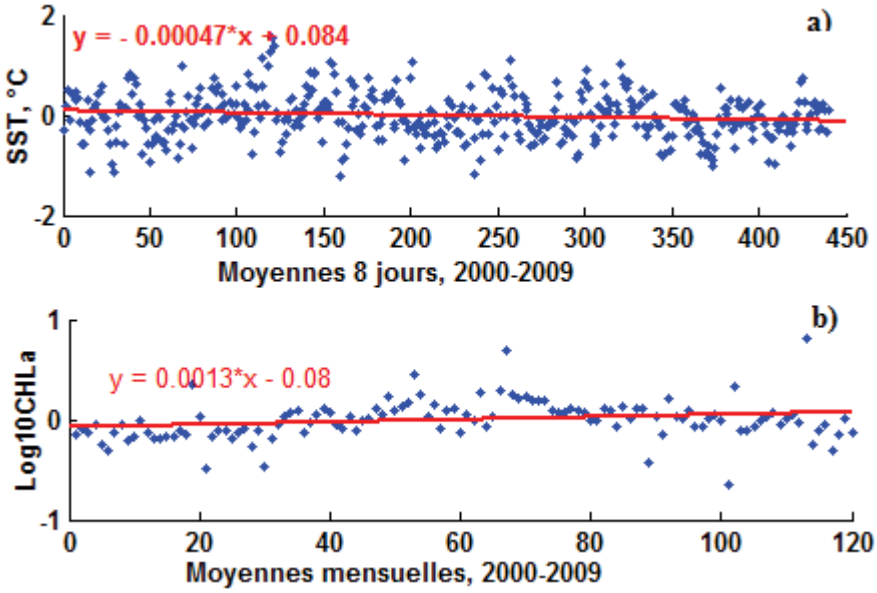
Les données utilisées pour l'analyse SSA se limitent à une période de 5 ans. Afin d'examiner la tendance sur une période plus longue, nous avons utilisé d'autres produits satellites, SST_Flux et CHL1_SeaWiFS (tableaux 20.1 et 2.2).

Les deux séries ont d'abord été filtrées par la méthode SSA afin d'éliminer les composantes périodiques. Nous avons appliqué le test de Mann Kendall aux résidus de la SST et de la CHL-a, filtrés des composantes cycliques. Pour les deux séries, le test conduit au rejet de l'hypothèse nulle, indiquant la présence d'une tendance (tableau 2.5). La variable $|Z|$ calculée à partir de l'équation A.11 (voir annexe A) reste supérieure à la valeur critique (z_α =1.96) au seuil α = 0,05. Pour la séries de la SST, la pente de Sen (Helsel and Hirsch, 1992) est estimée à -4,73×10^{-4} (≈0.02°C/an) avec un intervalle de confiance bilatérale de [-10^{-4} ; -6,96 ×10^{-5}]. Ceci indique que la tendance est décroissante, faible mais significative. Par contre, pour la série temporelle de la CHL-a, la pente est positive, montrant une tendance croissante significative : + 1,28$10^{-3}$ mg/m3/mois (≈0.015 mg/m3/an).

Tableau 2.5 : Résultats du test de Mann Kendall appliqué aux séries de la SST et de la CHL-a.

Variables statistiques	SST	CHL-a
$\lvert Z \rvert$	2,85	2,97
$z_{\alpha=0.05}$	1,96	1,96
Pente de Sen	$-4{,}73\times10^{-4}$ (0.02°C/an)	$+1{,}28\times10^{-3}$ (0.015 mg/m3/an)

Figure 2.9 : Régression linéaire appliquée aux résidus des séries temporelle de la SST (en haut), et de CHL-a (en bas).



L'étude des séries temporelles de la SST et de la CHL-*a* que nous venons de présenter a permis d'identifier, pour chaque paramètre, 2 à 3 CPT expliquant l'essentiel de leur variabilité temporelle. Néanmoins, ces résultats se rapportent à l'ensemble de la zone d'étude car chaque observation de la série temporelle est une moyenne calculée sur tout le GdT.

2.3.2 Variabilité spatiale

2.3.2.1 Moyennes spatiales zonales

Afin de voir si les profils de variation temporelle de la SST et de la CHL-a changent suivant les zones à l'intérieur du golfe, nous avons divisé la zone d'étude en 4 zones Z1, Z2, Z3 et Z4 correspondant respectivement au sud-est, nord-est, ouest et la baie de Ghoubet al Kharab (Fig.2.10).

Des séries temporelles de la SST et de la CHL-a ont été constituées en faisant les moyennes mensuelles sur chacune de ces 4 zones. On remarque que sur les quatre zones, les deux paramètres présentent les mêmes profils de variations que ceux obtenus sur l'ensemble du golfe (Fig. 2.11). Cependant des différences existent au niveau des amplitudes de variation. Pour la SST (Fig. 2.11, a), l'amplitude est plus importante à Z4 (la baie de Ghoubet) et plus faible dans les trois autres zones. On note aussi que la baisse de SST qui intervient entre juin-juillet est moins prononcée à Z4 que sur les autres zones. Dans le cas de la CHL-a, c'est Z1 qui présente les concentrations les plus élevées (Fig. 2.11, b). Cela montre que, même si les profils de variations temporelles gardent la même forme sur l'ensemble du golfe, il existe des variations locales de la SST et de la CHL-a.

Figure 2.10 : Partition du Golfe de Tadjourah en quatre zones : Z1 (sud-est), Z2 (nord-est), Z3 (ouest) et Z4 (baie de Ghoubet al Kharab)

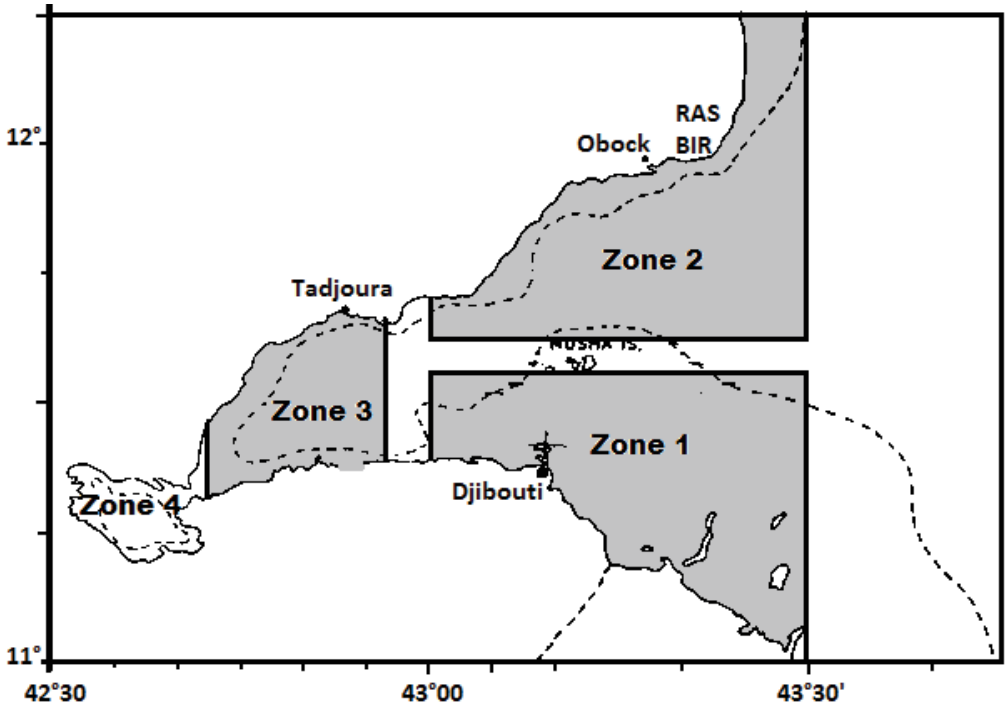
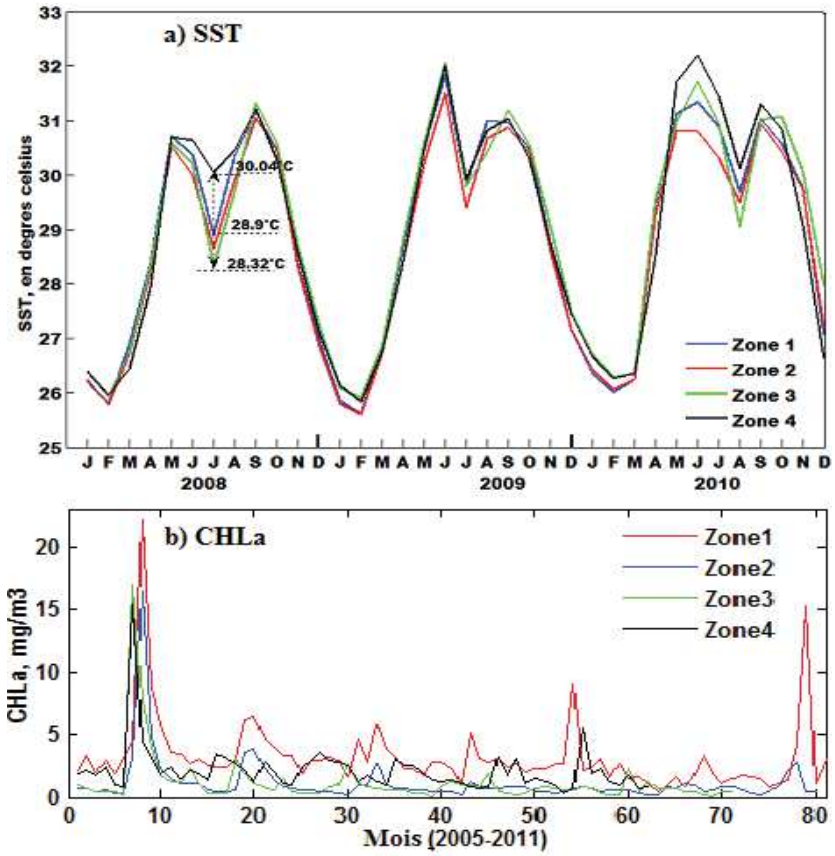


Figure 2.11 : Evolution des séries temporelles mensuelles calculées sur les zones Z1(bleu), Z2 (rouge), Z3 (vert) et Z4 (noir), de 2008 à 2010 (SST) et de 2005-2011 (CHL-a)



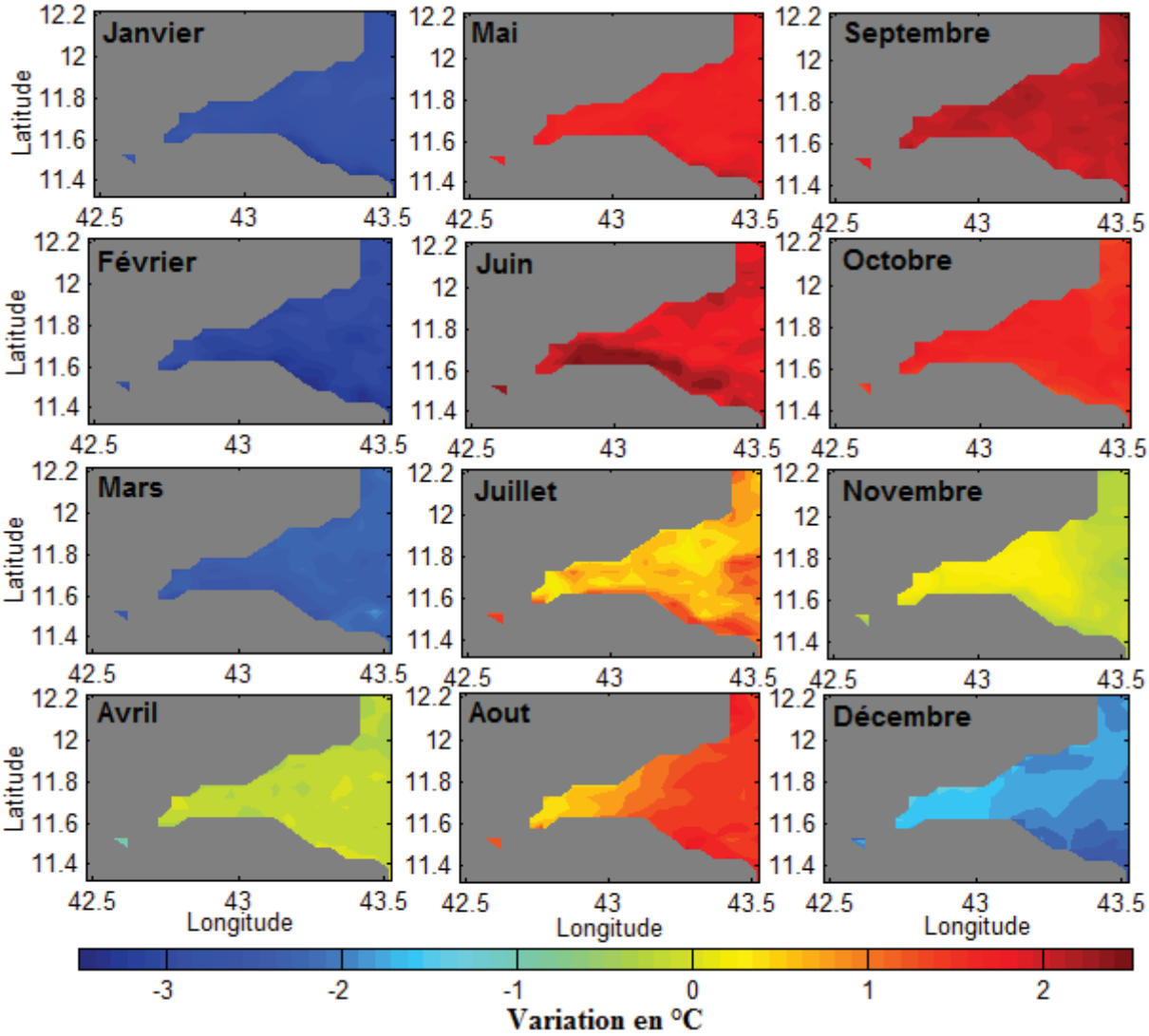
Afin d'analyser ces variations zonales, pour chaque mois, une climatologie des anomalies de la SST et de la CHL-a est réalisée, respectivement sur les périodes 2008-2012 et de 2005-2011 (Fig. 2.12 et Fig. 2.13).

2.3.2.2 Climatologie mensuelle des champs SST et CHL-a

La climatologie mensuelle des anomalies de la SST 2008-2012 révèle deux saisons thermiques bien distinctes. La première s'étend de décembre à mars (en bleu) au cours de laquelle la température moyenne reste inférieure de 2 à 3 °C par rapport à la moyenne annuelle calculée sur 5 ans ($\overline{SST}$ = 28,72).

La deuxième (en rouge) est comprise entre mai et octobre avec des températures moyennes supérieures de +2 à +3°C par rapport à la moyenne annuelle ($\overline{SST}$). Durant l'une de deux saisons, la température est en phase sur toute la zone d'étude. A noter aussi que durant juillet-aout, on observe un refroidissement (27-28°C) dans la partie ouest, les maximas de la SST (30°C) se localisent à l'est du golfe.

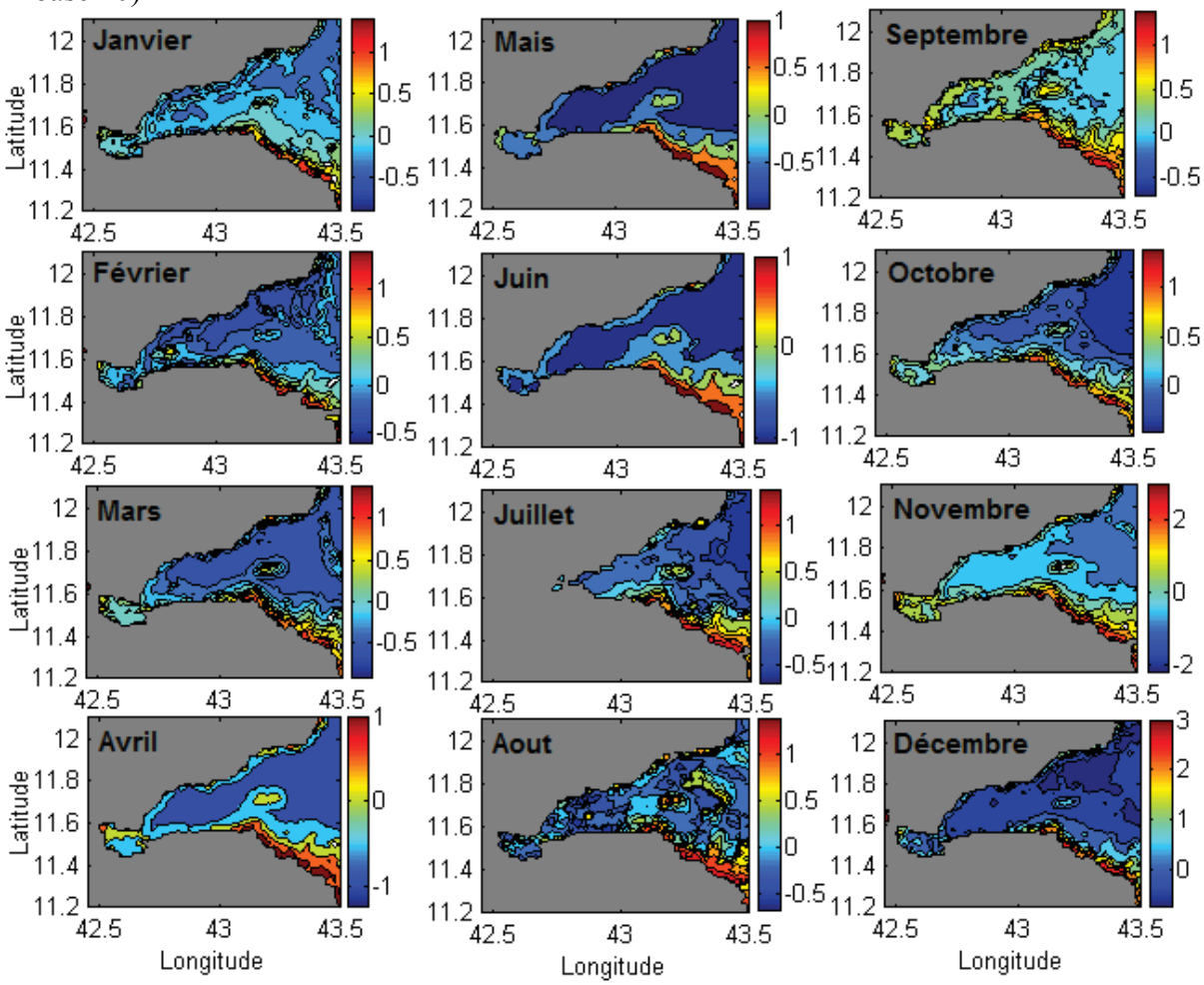
Figure 2.12 : Climatologie du champ SST (2008-2012) montrant les variations mensuelles des anomalies de température dans le Golfe de Tadjourah



Entre les deux, on observe les saisons de transition (en vert) : avril et novembre avec des différences de température proches de zéro ($\overline{SST}$ enlevé des données). Notons également la baisse de la SST sur tout le golfe au mois de juillet (jaune orangé). On y observe également des gradients de température notamment au mois d'aout (l'ouest plus froid que l'est) ainsi qu'au mois de novembre et de décembre durant lesquels ce gradient s'inverse.

La climatologie des anomalies du champ CHL-a a été réalisée sur la période 2005 à 2011 (Fig. 2.13). On y observe les mois avec des fortes concentrations de la CHL-a, notamment durant les mois de septembre et de novembre. Durant le reste de l'année, [CHL-a] reste inférieure à la moyenne annuelle calculée sur 7 ans (1.24 mg/m3). Spatialement, on note l'existence d'un gradient côte – large notamment en mars et avril. Il faut noter aussi la présence d'un signal de forte [CHL-a] permanent au sud-est du golfe.

Figure 2.13 : Climatologie du champ CHL-a, montrant les anomalies mensuelles de la concentration de la chlorophylle *a* dans le Golfe de Tadjourah (échelle logarithmique à base 10)



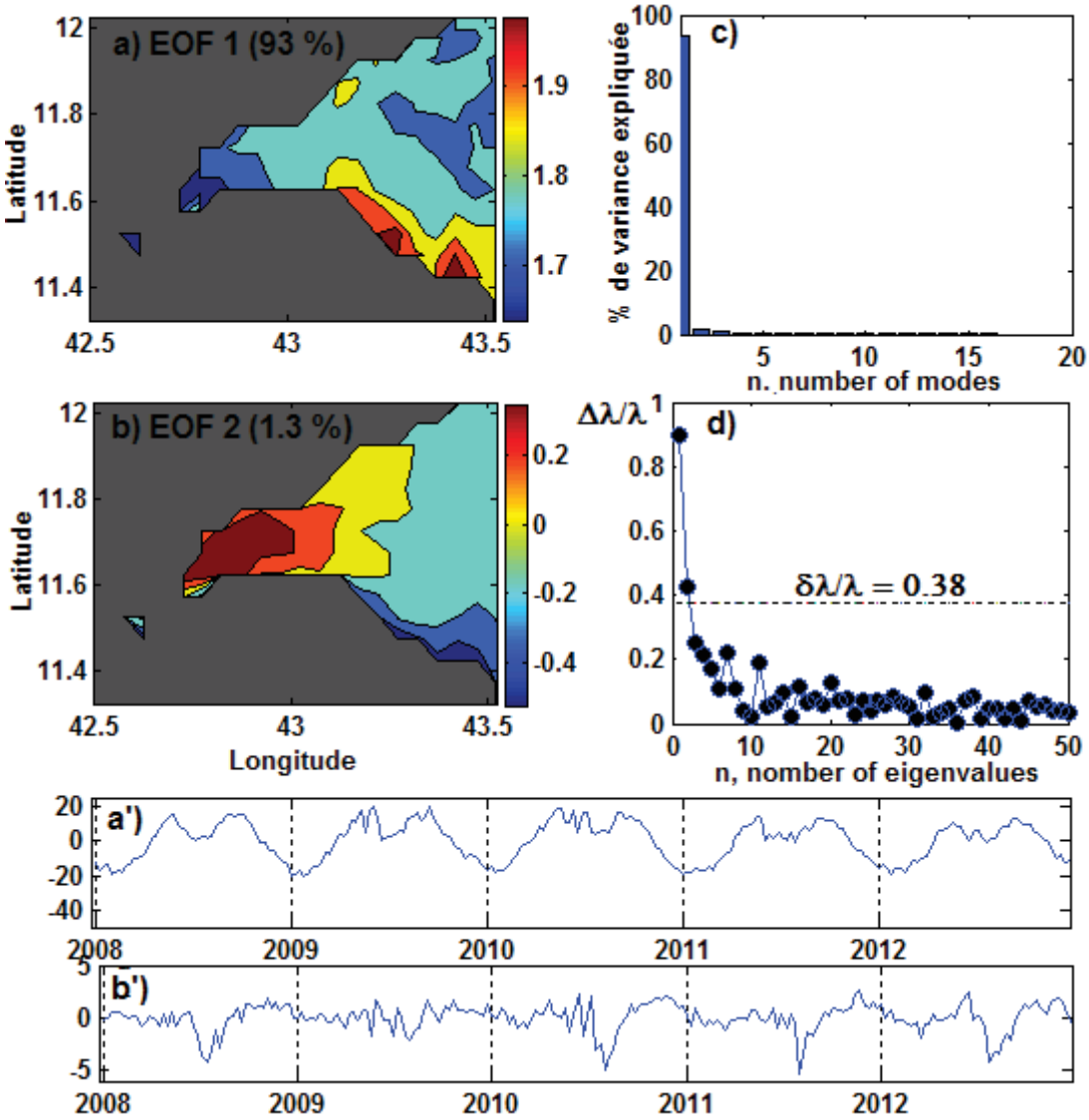
Les climatologies des champs SST et CHL-a ne donnent pour chaque mois qu'une distribution moyenne des anomalies sur les périodes respectives. Elles ne permettent pas d'analyser à la fois la variabilité du champ dans les deux dimensions (temps, espace). Une telle approche a été réalisée par le biais d'analyses en composantes principales ACP (ou EOF). Cette méthode permet d'étudier la covariance entre les points d'observation (points de grilles) et leur évolution dans le temps (voir : Annexe A.I.2.4).

2.3.2.3 Résultats de l'analyse EOF

♦ *Champ SST*

L'analyse EOF appliquée à une série de 225 images composites 2008-2012 (moyennée sur 8 jours) conduit à 128 valeurs propres dont les 20 premières sont présentées à la figure 2.14-c. La sélection des EOFs a été réalisée par rapport à l'erreur d'échantillonnage ($\delta\lambda$), le seuil est fixé suivant la règle de North et *al*. (1982).

Figure 2.14 : Résultats de décomposition par la méthde d'analyse en compsante principale appliqées aux séries d'images de la SST : (a et b), les EOF 1 et 2 (a',b') leurs coefficients temporels, (c et d) les pourcentages de variance expliquée (c) et les rapports de distance entre valeurs propres voisines.



Le nombre effectif d'échantillons indépendants est estimé suivant l'équation A.5 (Annexe A), en calculant l'échelle d'autocorrelation à chaque point de grille. Ceci donne :

Tscale = 16, $Neff = \frac{N}{Tscale} = \frac{225}{16} \approx 14$; $\delta\lambda i/\ \lambda i \approx \sqrt{2/\ Neff} =$ 0,38 ;

Le ratio minimum de la distance qui sépare chaque valeur propre (k) de celle qui la suit (k+1) est comparé au seuil critique $\delta\lambda i/\ \lambda i$ = 0,38. Ainsi, comme le montre la figure 2.14-c, seules les valeurs propres d'ordre 1 et 2 dépassent le seuil critique. Par conséquent, nous ne retenons que les deux premières EOF associées à ces valeurs propres pour décrire la variabilité spatio-temporelle du champ SST.

La composante spatiale du mode EOF 1 (93 % de la variance totale) est en phase sur toute la zone d'étude. Mais, des différences spatiales s'observent entre le nord et le sud, avec une signature côtière plus importante dans la partie sud-est du golfe. Le coefficient temporel $a_1(t)$ associé décrit les variations temporelles de ce pattern spatial. L'analyse spectrale de $a_1(t)$ montre deux pics de période de 45 et 22.5 semaines environ ; $a_1(t)$ est donc une combinaison des cycles annuel et semi-annuel et change de signes deux fois dans l'année. Par conséquent, le premier mode (EOF1×$a_1(t)$ > 0) est positif durant la période d'avril-octobre ($a_1(t)$ > 0) et négatifs de novembre à mars (EOF1×$a_1(t)$ < 0). Il décrit donc les variations saisonnières de la SST caractérisées par un réchauffement des eaux durant la première période et un refroidissement durant la seconde période.

La deuxième EOF ne compte que pour 1.3 % de la variance totale et se caractérise par un gradient entre l'est et l'ouest qui sont en opposition de phase. Le produit EOF1×$a_1(t)$ reste positif à l'ouest et négatif à l'est durant l'hiver (janvier à juin et de septembre à décembre). Ce pattern spatial s'inverse durant les mois de juillet-aout (Fig. 2.14, b'). A noter aussi que, comme dans le premier mode, durant l'une ou l'autre période, la zone du sud-est présente des maximas ou des minimas plus prononcés.

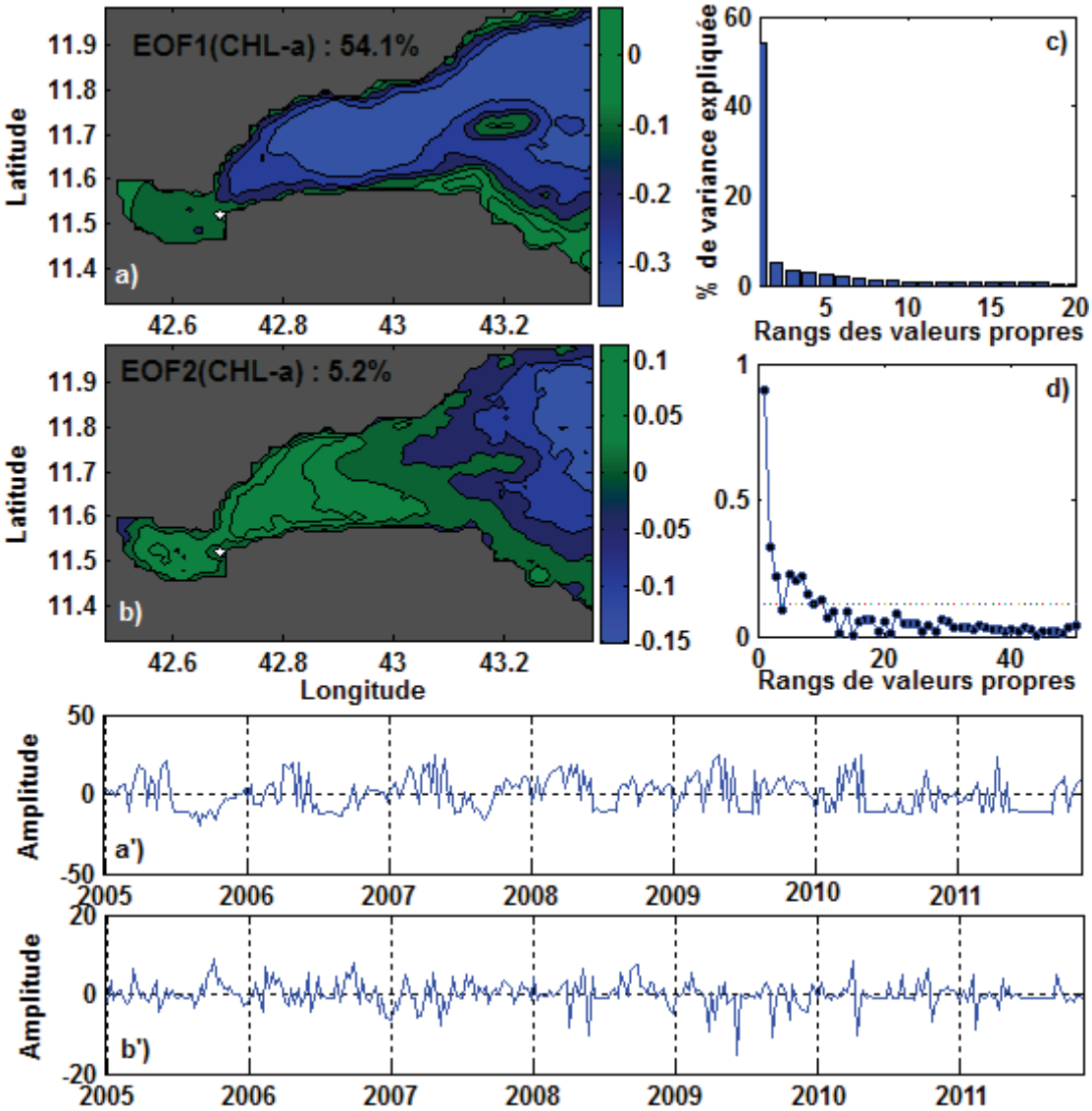
Pour le champ CHL-a (t=303, 2025 points de grille) en suivant la même procédure de calcul, on obtient :

Tscale = 2,15 ; $Neff = \frac{N}{Tscale} = \frac{303}{2.15} \approx 140$; $\delta\lambda i/\ \lambda i = \sqrt{2/\ Neff} \approx 0{,}12$.

Les rapports de distances (Δλ/λ) des valeurs propres de rang 1 à 8, à l'exception de la valeur propre de rang 4, dépassent la valeur seuil de 0.12 (Fig. 2.15-d). Les valeurs propres de rang 5 à 8 ne comptent que pour de faibles pourcentages de variance expliquée et les coefficients temporels associés contiennent beaucoup de bruits. Nous ne retenons donc que les trois premières EOF. La première EOF explique 54.1 % de la variance et indique, contrairement au premier EOF 1 de la SST, un gradient entre le large et la côte qui sont opposition de phase. L'analyse spectrale de la composante temporelle associée révèle des périodes de 43.2 et 21,64 semaines, ce qui correspond aux cycles annuel et semi-annuel. Le coefficient temporel est donc périodique et change de signe au cours de l'année. Le premier mode (EOF1×$a_1(t)$) reste positif sur la zone côtière et négatif sur la zone du large de décembre à juin. Ce pattern s'inverse entre juillet et novembre durant lesquels on observe un gradient du large vers la côte. La deuxième EOF (5,2 % de la variance) montre un gradient est-ouest. Le coefficient

temporel associé indique des valeurs positives et maximales pour les périodes de mars-avril et de septembre à novembre. La troisième EOF (non montré ici) explique 3,5 % de la variance et indique un gradient entre la zone côtière sud-est et le reste du golfe. La composante temporelle ne présente pas de fréquence significative.

Figure 2.15 : Résultats de décomposition par la méthde d'analyse en compsante principale appliqées aux séries d'images de la CHL-a : (a et b) : less EOF 1, 2 et (a' et b') leurs coefficients temporels les pourcentages de variance expliquée (c) et les rapports de distance entre valeurs propres voisines (d)



2.3.2.4 Variabilité intra-saisonnière

Les modes EOF ci-dessus décrits sont calculés sur l'ensemble de données des champs de la SST et de la CHL-a. Les amplitudes négatives et positives des EOF ou des coefficients temporels sont relatives à la moyenne calculée sur toute la période d'étude. Cela peut masquer

les variabilités spécifiques à certaines périodes, d'autant que les cycles saisonniers sont dominants pour les deux paramètres. Afin d'analyser les variabilités à l'échelle intra-saisonnière (< 6 mois), nous avons réalisé l'analyse EOF séparément sur les saisons d'été (mai - octobre) et d'hiver (novembre – avril), définies suivant les cycles annuels de la SST et de la CHL-a. Nous avons enlevé la moyenne saisonnière à chacune de deux séries saisonnières. Nous désignerons EOF intra-saisonnières par EOFis et les composantes temporelles PCi pour les distinguer des EOF et de leurs coefficients temporels a(t) précédemment décrits.

♦ *EOF intra-saisonnier du champ SST*

Les deux premiers modes intra-saisonniers (hiver et été) sont semblables mais diffèrent du premier mode annuel. Pour la période d'hiver (novembre – avril), on n'obtient qu'un seul mode de variabilité qui explique 75,3 % de la variance (Fig. 2.16). L'amplitude de ce mode (EOFis1(SST)×PC1(SST) est en phase et reste négative sur tout le golfe, de décembre à mai et devient positive d'avril à novembre.

En revanche, pour la période d'été, cette analyse indique trois modes de variabilité intra-saisonnière (Fig. 2.17). L'essentiel de cette variabilité est expliquée par le premier mode qui compte pour 59,3 %. L'amplitude du produit (EOFis1(SST)×PC1(SST) est négative sur tout le golfe de mi-juillet à mi-septembre. Les amplitudes sont plus prononcées au sud et à l'ouest du golfe. La composante temporelle montre que cette structure se renforce durant les mois de juillet et d'aout. Le deuxième mode (EOFis2) indique un déphasage entre l'est et l'ouest. Cette structure présente des pics positifs aux mois de mai, juin et octobre. Le troisième mode indique un gradient entre la partie sud-est, en déphasage avec le reste du golfe. L'amplitude du produit (EOFis3×PC3) est positive durant les mois de juillet et d'Octobre (Fig. 2.17).

Figure 2.16 : Modes EOF intra saisonniers du champ de la SST pour la période d'hiver (NDJFMA)

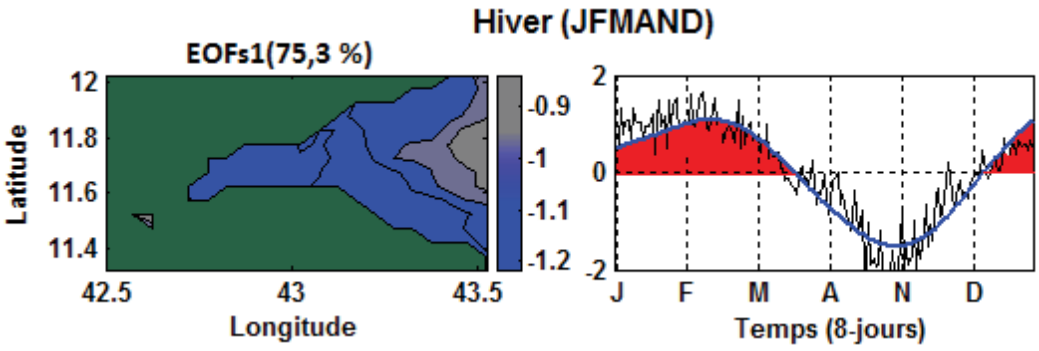
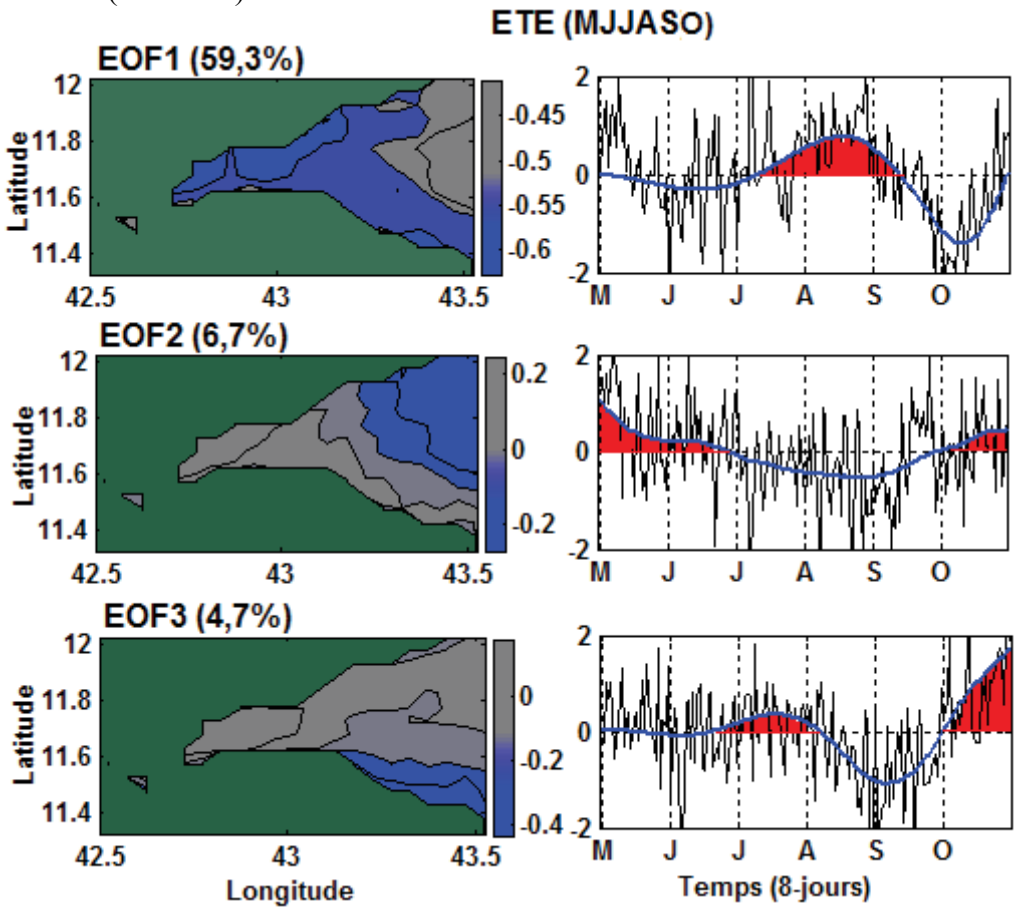


Figure 2.17 : Modes EOF intra saisonniers du champ SST pour la période d'été (MJJASO)



♦ *Champ CHL-a*

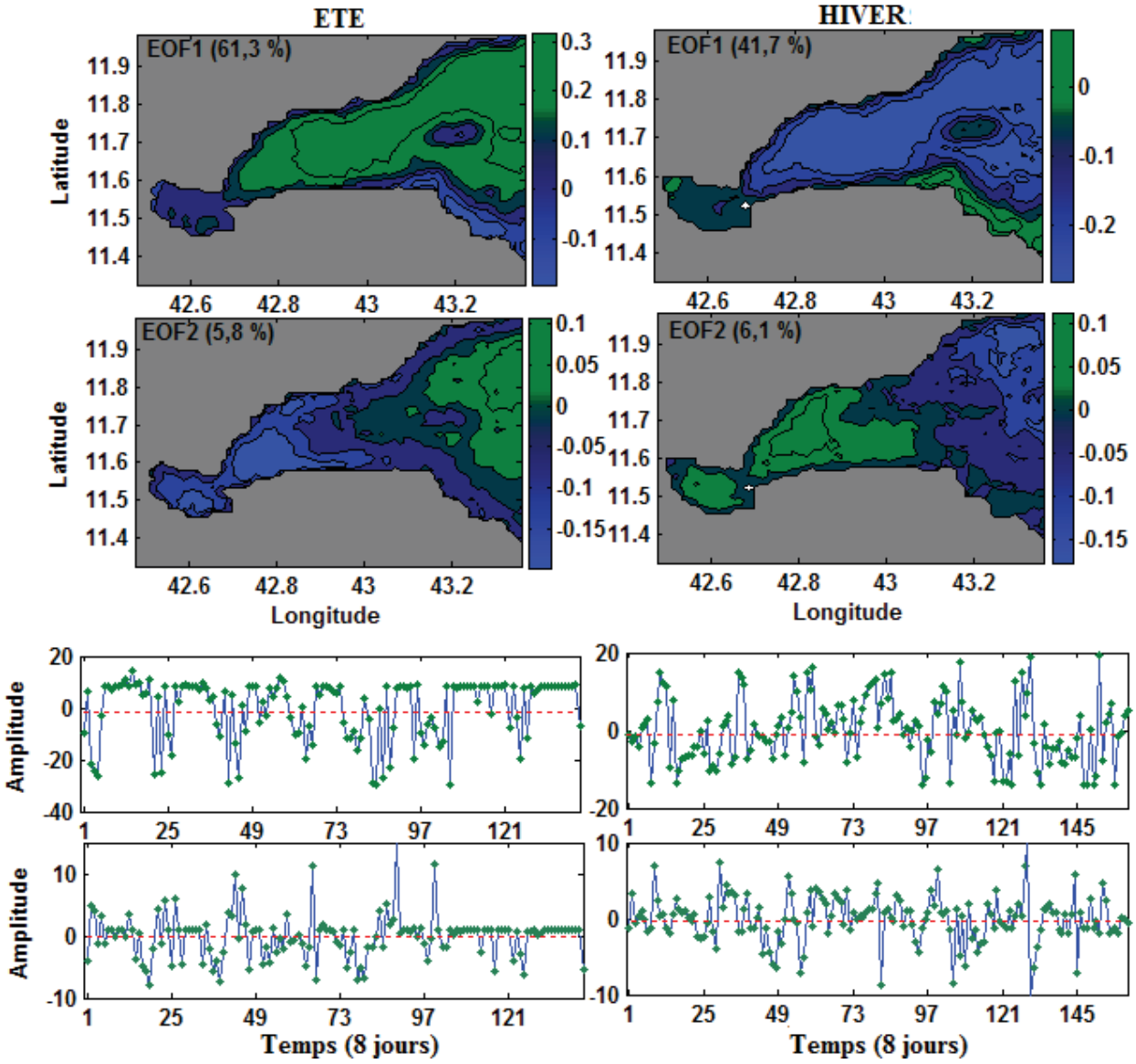
Pour le champ CHL-a, les premiers modes intra-saisonniers sont les mêmes, mais en opposition de phase. Ils correspondent au mode annuel de la figure 2.15 (EOF 1).

L'EOFis1(CHL-a) de la période d'été explique 61.3 % de la variance intra-saisonnière et se caractérise par un gradient côte-large, avec la CHL-a positive sur le large (EOFis1(CHL-a)×PC1(CHL-a) > 0) en juin, juillet, aout et septembre et négative sur la zone côtière d'octobre à mai (Fig. 2.18). Le deuxième mode (6.7 %) indique un gradient ouest-est (ouest négative ; est positive). Sa composante temporelle est positive au début et à la fin de l'été (mai et octobre).

Pour la saison d'hiver, l'EOFs1 (41,7 %) présente une structure opposée à celle de l'été : CHL-a est positive aux mois de février et mars sur la zone côtière et négative sur le large le

reste de l'année. L'EOF2 (6,1 %) indique un gradient est-ouest. La composante temporelle est positive aux mois de février et mars.

Figure 2.18 : Modes EOF intra saisonnière du champ CHL-a pour la période d'été (gauche) et d'hiver (droite)



L'analyse EOF à l'échelle intra-saisonnière montre pour chaque champ, des patterns plus ou moins semblables à ceux que nous avons trouvés en considérant l'ensemble de données. Cependant, cette analyse révèle pour chaque saison des patterns plus spécifiques et donne plus d'informations sur les périodes durant lesquelles ces patterns s'observent.

2.3.2.5 Résultats de l'analyse EOF des champs SST et CHL-a à l'échelle sous-régionale

L'analyse EOF qui vient d'être décrite a été réalisée sur le Golfe de Tadjourah (voir limites Fig. 1.10). Afin de vérifier si les structures spatiales (EOF) changent en fonction des zones

géographiques, nous avons étendu la zone d'étude à la sous-région limitée entre 42.5° et 44° de longitude Est et entre 11° et 14° de latitude Nord, jusqu'au sud de la Mer Rouge. Les résultats sont illustrés aux figures 2.19 et 2.20. Nous noterons EOFr et PCr, les EOF et les composantes temporelles associées à la zone d'extension.

Pour les deux paramètres, on retrouve les mêmes cycles saisonniers, que nous avions obtenus sur le GdT. Cela montre que, même à l'échelle sous-régionale, les cycles saisonniers restent forts et capturent le plus grand pourcentage de variance.

Le premier mode (EOFr 1×PCr1) de la SST indique des amplitudes positives sur toute la sous-région, y compris le sud de la Mer Rouge. Notons qu'en été, les amplitudes de la zone côtière (rouge) restent relativement plus élevées. Cela semble lié à la topographie, les eaux moins profondes se réchauffent plus que les eaux profondes. En revanche, l'EOFr2 (SST) montre durant l'été que l'ouest du Golfe d'Aden est en déphasage avec le sud de la Mer Rouge. On remarque aussi qu'il a y a une extension de la zone d'amplitudes positives (en rouge) du sud de la Mer Rouge vers le Golfe d'Aden. L'EOFr3 (SST) présente des gradients de température entre la zone côtière ouest du Golfe d'Aden et le sud de la mer Rouge et la zone du large. La composante temporelle montre des maximums aux mois d'avril et de mai, qui correspondent à la période de transition.

Pour le champ de la CHL-a, la structure spatiale du premier mode (EOFr1) représente le gradient de CHL-a entre le plateau continental et la zone du large. A noter que les amplitudes spatiales de CHL-a sont plus élevées dans le Golfe d'Aden que dans le Golfe de Tadjourah et que ces amplitudes deviennent négatives à partir du détroit de Bab El Mandeb. Ceci montre que le sud de la Mer Rouge n'est pas concerné par l'enrichissement de la période d'été. L'EOFr2 (CHL-a) présente la CHL-a élevée à l'ouest du Golfe d'Aden en contraste avec le golfe de Tadjourah et le sud de la Mer Rouge avec la CHL-a faible. L'EOF3 indique la même structure mais la zone de forte CHL-a se localise au nord du Golfe d'Aden.

Figure 2.19 : EOF des champs de la SST (droite) et de la CHL-a (gauche) à l'échelle sous-régionale, Ouest du golfe d'Aden et sud de la Mer Rouge, jusqu'à 14°N.

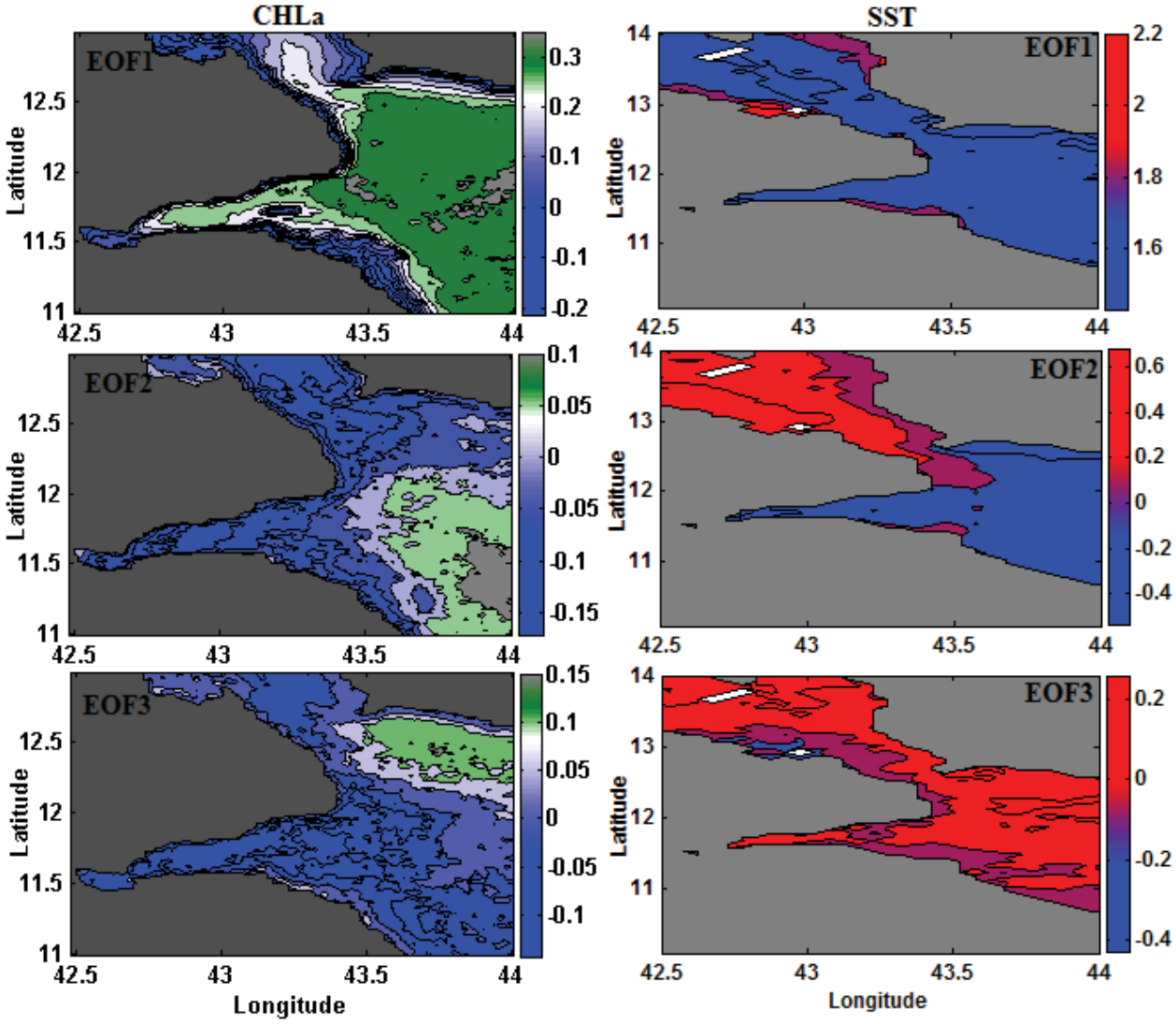
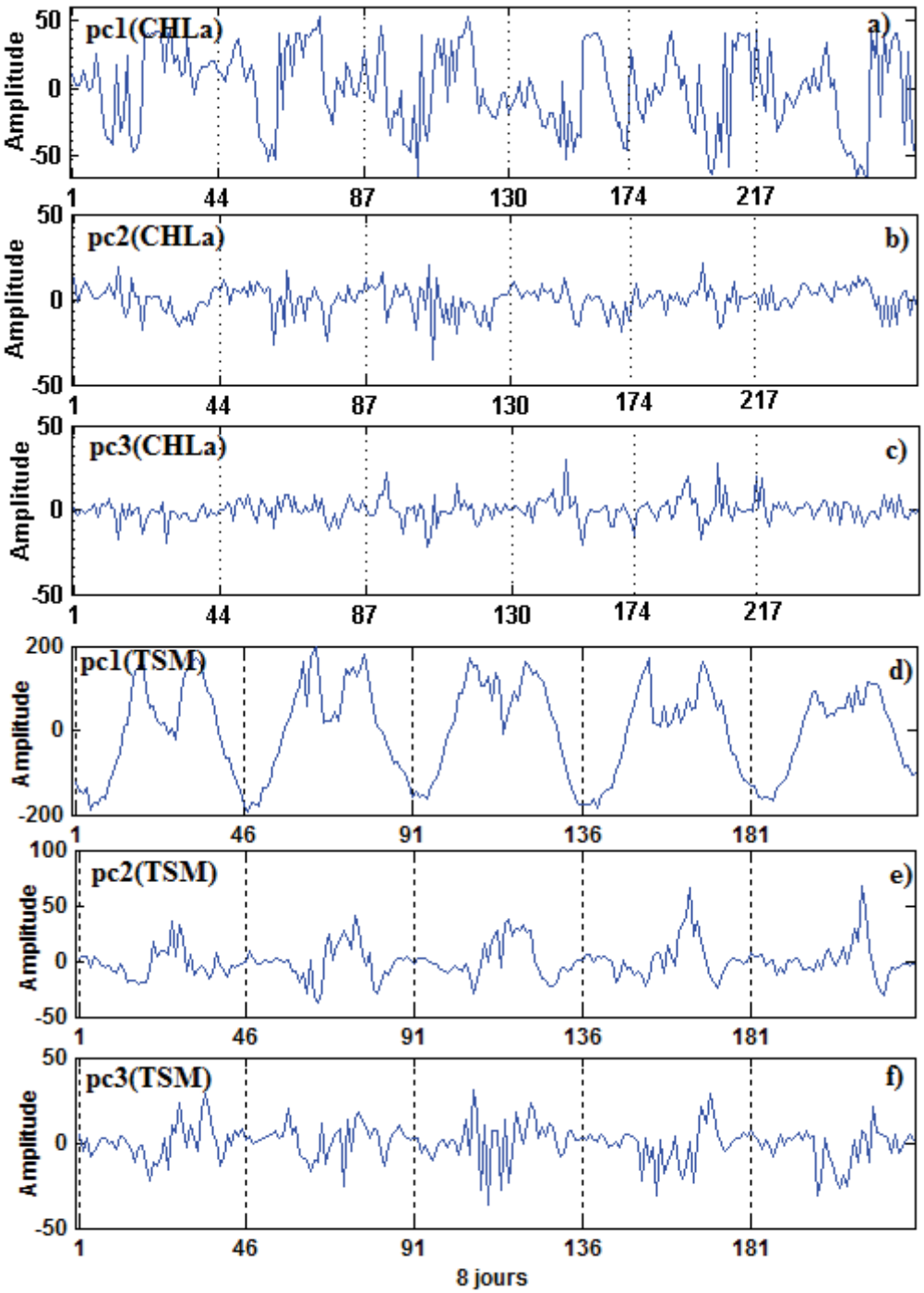


Figure 2.20 : Composantes temporelles des EOFr sous-régionaux de CHL-a (a,b,c) et SST (d,e,f)



2.3.7 Analyse de la relation entre SST et CHL-a

L'analyse EOF a révélé pour les deux champs l'existence des modes de variabilité similaire notamment la prédominance des cycles saisonniers ainsi que des gradients est-ouest et leurs inversions saisonnières. Cela laisse supposer l'existence d'un lien entre les deux paramètres.

Cette relation a été examinée à l'aide de l'analyse spectrale singulière multivariée (M-SSA) et la décomposition en valeurs simples (SVD). La première est appliquée à deux séries temporelles unidimensionnelles et la seconde à l'ensemble de deux séries d'images (composites 8 jours) de la SST et de la CHL-a. Ces analyses sont réalisées sur la période commune aux deux séries temporelles : 2008-2011.

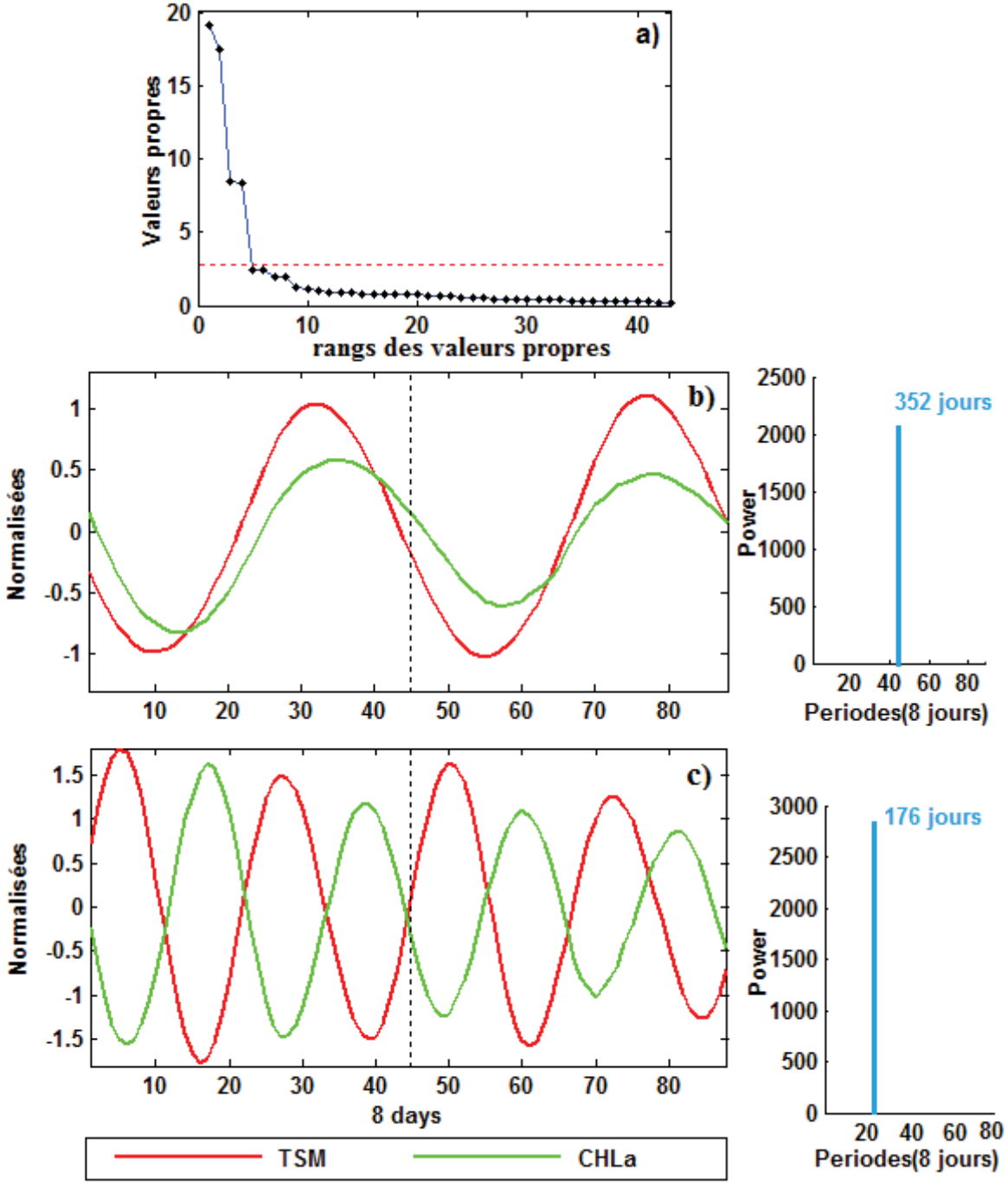
2.3.7.1 Analyse spectrale singulière multivariée (M-SSA)

Au préalable, les deux séries sont normalisées en enlevant la moyenne sur toute la période et en divisant par l'écart-type. La méthode M-SSA est appliquée à une matrice contenant les deux séries temporelles [SST(colonne1) ; logCHL-a(colonne2)]. La décomposition de cette matrice (Longueur de fenêtre de décomposition M = 88 ≈ 2 ans) révèle 88 valeurs propres, communes aux composantes principales de deux paramètres (Fig. 2.21, a). Les deux premières paires de valeurs propres bien isolées sont identifiées comme les composantes cycliques. Les quatre valeurs propres regroupées en deux paires, dépassent le seuil critique calculé suivant la règle de North et *al*. 1982. Le reste de valeurs propres est considéré comme du bruit. En groupant les deux valeurs propres dans chaque paire, nous avons obtenu deux composantes principales (Fig. 2.21, b et c). Pour les deux paramètres, la première composante principale temporelle (T-PCs) présente un cycle de 44 (352 jours) et la deuxième un cycle de 22 (176 jours).

Le première mode M-SSA compte pour 43.2 % de la covariance totale et montre que la SST et la CHL-a varient ensemble à l'échelle annuelle. Comme le montre la figure 2.21-b, les deux courbes présentent un premier minimum à t = 9 (pour SST) et t = 13 (pour CHL-a), qui correspondent respectivement aux mois de mars et avril. Elles augmentent jusqu'à un maximum atteint à t = 32 (SST) et t = 34 (mois d'aout) puis s'ensuit une baisse jusqu'au mois de décembre (t = 44). Ceci montre que les deux signaux qui composent le premier mode, co-varient à l'échelle annuelle mais présentent un décalage temporel de deux semaines.

En revanche, le deuxième mode M-SSA2, compte pour 19.9 % et montre des variations anti-corrélées entre les deux paramètres. Les maximums de la CHL-a correspondent aux minimums de la SST et vice versa. Cela s'observe à t = 5, 16, 27 et 39 dans le cas de SST et t = 6, 16, 17, 27 et 39, correspondant respectivement aux mois de février, avril, juillet et septembre.

Figure 2.21 : Modes de co-variabilité M-SSA des séries SST et CHL-a sur la période de 2008-2011. En haut : les pourcentages de variance expliquée en fonction des rangs de valeurs propres ; en bas à gauche ; les composantes du premier et du deuxième mode M-SSA et à droite : leurs périodogrammes

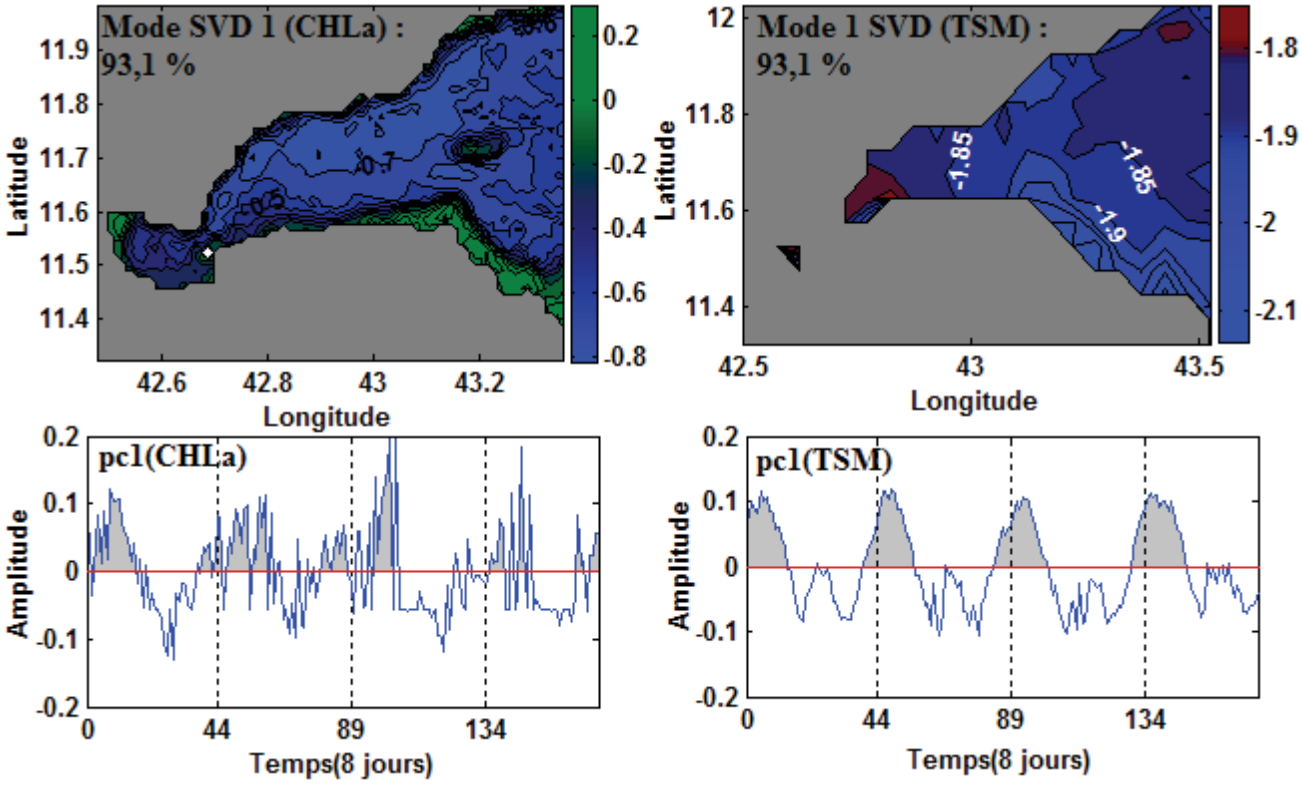


Les décalages temporels existant entre les deux séries sont estimés avec précision par l'analyse spectrale en décomposition de Fourier. La phase (φ) entre les deux signaux est de 0.36 rad (≈20 jours) dans le cas du premier mode. Par contre, dans le deuxième mode, les deux signaux sont en opposition de phase (φ = 167 jours ≈ 6 mois : échelle semi-annuelle).

L'analyse M-SSA permet seulement de détecter les oscillations communes sur différentes échelles de temps entre les séries temporelles unidimensionnelles. La décomposition en valeurs singulière (SVD) permet d'identifier à la fois les variations temporelles et spatiales communes aux deux champs.

2.3.7.2 Analyse des modes couplés par la méthode SVD

Figure 2.22 : Mode SVD couplés de la CHL-a (droite) et de la SST (gauche) sur la période de 4 ans (2008-2011).



L'analyse SVD réalisée sur la matrice de corrélation contenant à la fois les données de la SST et du logCHL-a sur la période de 2008 à 2011 conduit à une paire de modes comptant pour 93,1 % de la covariance totale entre les deux champs (Fig. 2.22). Noter que ce pourcentage de variance expliquée est le même que celui obtenu pour le premier EOF de la SST. La structure spatiale de la SST de ce premier mode montre des amplitudes négatives en phase sur tout le golfe durant l'hiver. Sa composante temporelle montre un signal périodique similaire à la série temporelle de la SST et constituée des cycles annuel et semi-annuel. L'EOF spatiale de la SST est couplée avec celle du champ CHL-a indiquant un gradient large-côte. La série temporelle associée est aussi composée des cycles annuels et semi-annuels. Les résultats de

SVD confirment et complètent ceux de M-SSA. Les deux méthodes mettent en évidence le couplage de deux paramètres à l'échelle annuel et semi-annuelle.

2.4 Discussion

A partir de deux jeux de données satellites, nous avons isolé les principaux modes statistiques qui représentent l'essentiel de la variabilité temporelle et spatiale des paramètres SST et CHL-a dans le Golfe de Tadjourah. Dans cette contrée peu explorée, ces résultats constituent une avancée importante dans la connaissance et la compréhension de l'habitat marin. En effet, comme nous en avions énoncé dans l'introduction générale, le nombre de modes déterminés (voir tableau 2.6 ci-après) indiquent que l'habitat marin subit, en particulier durant la période d'été, d'importantes variations de son environnement.

Tableau 2.6 : Récapitulatif des principaux modes de variabilité isolés des données de la SST et de la CHL-a

	Modes	PVE (%)	Structure spatiale	Fréquence/période
SST	SSA1	68	-	Annuel
	SSA2	19	-	Semi-annuel
	SSA3	6	-	4 mois
	EOF 1	93	Anomalies (+) sur l'ensemble du golfe	Maximum en mai, juin et septembre
	EOF 2	1.3	Gradient est-ouest	avril-mai
CHL-a	SSA1	32.96	-	Annuel
	SSA2	12.76	-	tendance
	SSA3	9.4	-	Semi-annuel
	EOF 1	54.1	Gradient large-côtes	Cycle saisonnier
	EOF 2	5.2	Gradient est-ouest	Mars et aout
	EOF 3	3.5	zone sud-est : anomalies (+)	
SST/CHL-a	MSSA1	43.16	-	Annuel
	MSSA2	19.85	-	Semi-annuel
	SVD 1	92	SST(-)/CHL-a avec gradient large-côtes	Maximum en décembre-janvier

Cependant, la question de savoir si tous ces modes statistiques sont-ils les reflets des processus physiques, mérite d'être discutée.

Dans notre étude, afin de réduire des éventuels biais liés à la nature des données, nous avons comparé, quand cela a été possible, les données satellites avec les données *in situ* que nous avions produites à cet effet (section 2.2.2.4). Aussi, nous avons opté pour des méthodes d'analyse statistiques non paramétriques dont la robustesse et l'efficacité dans les traitements des séries climatiques ont été prouvées par plusieurs travaux (Bretherton et *al*, 1996 ; Vautard, 1995 ; von Storch and Navarra, 1995,1999, 2000 ; Hassani, 2011, Ghil et *al*. 2002). En outre, afin de vérifier si les résultats variaient en fonction de type de données, nous avons utilisé, en appliquant les même méthodes d'analyse, des données de sources différentes (SST_FLUXES) pour la SST ; et CHL-a(SeaWiFs) pour le CHL-a). Ces données révèlent les mêmes modes de variabilité. Enfin, les modes obtenus par ces différentes méthodes ont été soumis aux tests statistiques, en particulier le test de Monte Carlo qui a montré que les deux premières CPT pour la SST et seule la première CPT pour la CHL-a étaient significatives, donc ne sont pas issues d'un processus aléatoire de type autorégressif (AR1). De même, le test empirique appliqué aux modes EOF indique que les deux premiers modes dépassent les seuils des erreurs d'échantillonnage. Tout cela écarte l'hypothèse des signaux générés par les bruits, des artéfacts statistiques ou liés aux données elles-même. Par conséquent, pour chaque paramètre, nous ne discuterons que les deux premiers modes.

♦ SST

Pour la SST, la première CPT a une fréquence annuelle. Elle se caractérise par une amplitude quasi constante de 2.5°C et qui fluctue de part et d'autre de la moyenne annuelle (28,72°C). La température reste au-dessus de cette moyenne annuelle de mai à septembre. Elle est inférieure à cette moyenne annuelle de novembre à mars. La CPT1 de la SST représente donc le cycle annuel de la température traduisant l'alternance de réchauffement (5 mois) et de refroidissement (5 mois) des eaux de surface. Les mois d'avril et d'octobre durant lesquels, la température reste proche de la moyenne annuelle correspondent aux périodes de transition. En outre, la phase ($\varphi = \pi/7$) qui correspond à environ un mois, identifiée dans le cycle annuel de la SST représente en fait le prolongement ou le raccourcissement des périodes de réchauffement ou de refroidissement au cours de l'année. Cela se traduirait donc d'une avance ou d'un retard de phase du cycle annuel d'une année sur l'autre. Ce type de variabilité est caractéristique du régime de la mousson de l'Océan Indien (mousson précoce, mousson tardive).

La deuxième CPT de la SST, a une fréquence de 6 mois (cycle semi-annuel). Elle représente la seconde forme de variabilité temporelle (14.6 %) et se démarque par une baisse de la SST durant l'été. Cette baisse brusque et de courte durée (1 à 2 mois entre juillet et aout) se présente comme une perturbation du cycle annuel habituel de réchauffement/refroidissement. Elle correspond à une baisse de 0.95° ≈ 1°C (voir tableau 2.4) par rapport au premier maximum de la SST atteint au mois de mai.

Par ailleurs, le premier mode EOF de la SST est une combinaison des cycles annuel et semi-annuel. L'analyse spectrale de la composante temporelle associée à ce mode, montre en effet deux pics de périodes de 45 (360 jours) et 23 (184 jours). Les structures spatiales de ce mode (EOF 1) ainsi que les EOF intra-saisonnières (EOFis) fournissent des informations complémentaires quant à l'étendue spatiale des cycles annuel et semi-annuel de la SST. Ainsi, comme le montre l'EOF1(SST), durant la période des eaux chaudes ou des eaux froides, la structure spatiale est en phase sur tout le golfe : EOF1×a1(t) reste négatif entre novembre et mars et positif entre mai et septembre. Quoique les amplitudes restent positives (négatives), durant l'une ou l'autre saison, elles varient en intensité suivant les zones. Or, ces variations zonales à l'intérieur du golfe a été aussi mises en évidence par la partition en quatre zones (Fig. 2.10 et 2.11). La zone du sud-est reste plus froide que les autres zones durant l'hiver et plus chaude durant l'été. Cela semble lié à la topographie car cette zone correspond à la partie la moins profonde et où le plateau continental est plus étendu (Fig. 1.10). Par contre, les plus faibles amplitudes qui apparaissent à l'extrême ouest du golfe (voir EOF 1 et EOFis1) semblent plutôt associées à un processus océanique que nous discuterons plus loin.

Les modes intra-saisonniers donnent plus d'informations sur les variabilités aux échelles inférieures à 6 mois et notamment sur la chronologie des événements ci-dessus décrits. Ainsi, le premier mode intra-saisonnier de la SST (EOFis1) de la période d'hiver montre que le refroidissement débute en décembre et prend fin à mi-mars. Pour la période d'été, le nombre de modes intra-saisonniers (3 modes contre 1 seul en hiver) indique que durant cette période la zone subit de fortes variations. L'EOFis1(SST) de l'été révèle que le refroidissement des eaux de surface débute en juillet et s'intensifie au mois d'aout. L'EOFis2(SST) traduit le gradient est-ouest qui se forme à la fin (septembre-octobre) et au début de l'été.

♦ *CHL-a*

La première CPT de la CHL-a a une période de 43 cycles (344 jours) et se caractérise par un seul pic qui intervient durant l'été entre aout et septembre. La moyenne annuelle de la [CHL-a] a été estimée à 1.6 mg/m3. La première CPT de la CHL-a représente donc l'alternance de période de forte (été) et de faible CHL-a (hiver) à l'échelle annuelle.

Les structures spatiales du premier mode EOF de CHL-a (EOF1) indiquent durant l'hiver, que la CHL-a est faible dans les eaux du large mais relativement élevée sur le plateau continental. Il existe un fort gradient entre le large et la côte qui sont en opposition de phase. Une tendance inverse s'observe durant l'été (juillet-septembre) car la composante temporelle associée à l'EOF1 change de signe et devient positive.

Le cycle semi-annuel de la CHL-a est représenté par la deuxième composante T-PC (19 %) et traduit, en plus de l'enrichissement de l'été, le faible enrichissement des eaux qui intervient entre février et mars. Cet enrichissement reste inférieur à la moyenne annuelle, d'autant que les trois valeurs propres associées à cette composante restent à la limite du seuil supérieure du bruit rouge (Fig. 2.5-b et Fig. 2.8).

Pour les deux paramètres, les deuxièmes modes EOF révèlent des gradients est-ouest qui interviennent durant l'hiver. Ces structures spatiales dont les manifestations sont non cycliques, semblent plutôt associés aux effets de l'orographie et des vents locaux.

Quels processus physiques traduisent-ils les modes identifiés ?

Comme nous l'avions indiqué, le cycle annuel de SST montre une phase de croissance (mars – juin) suivi d'une phase de décroissance jusqu'à décembre. L'augmentation de la SST ne peut s'expliquer que par le réchauffement solaire qui constitue la principale source de chaleur. Cela supposerait que durant cette phase, les autres processus qui ont tendance à diminuer la SST soient faibles. Or, nous avons vu au chapitre 1 que la période de mars-mai correspond au passage de la ZCIT au cours duquel la température et l'humidité sont élevées mais les vents du nord-est très faibles. Par contre, durant la phase 2, une tendance inverse s'observe : les vents du nord-est sont forts et la température de l'air baisse. Ainsi, en première approximation, le cycle annuel semble être le résultat du réchauffement solaire en présence

des vents faibles (avril-mai) et d'un refroidissement (novembre-février) par les forts vents du nord-est.

Par ailleurs, la baisse de la SST qui intervient entre juillet et aout - traduit par le cycle semi-annuel- ne pourrait s'expliquer par les échanges avec l'atmosphère car durant cette période, le réchauffement solaire reste élevé et les vents du SO, chauds et forts (chapitre 1). En outre, on observe une concordance entre la baisse de la SST et l'augmentation de la CHL-a durant cette période. On serait donc tenté de dire que ces deux événements associés dans le temps et dans l'espace sont induits par un même processus, notamment l'upwelling ou le mélange vertical par temps de vent fort.

Les structures spatiales des modes EOFr1 (SST) obtenus à l'échelle sous-régionale confortent ces hypothèses. Le réchauffement qui s'observe entre mars et mai (amplitudes positives de l'EOFr1) s'étendent sur toute la sous-région, y compris le sud de la Mer Rouge (Fig. 2.19-b). En revanche, le refroidissement d'été (EOFr2) semble plutôt associé au processus dont les effets sont limités dans l'espace. Aussi, les EOFr1 et EOFr2 de CHL-a révèlent que l'enrichissement de l'été se limite au Golfe d'Aden qui est en opposition de phase avec le Sud de la Mer Rouge. Ce qui conforte l'hypothèse d'un refroidissement par l'upwelling qui affecte notamment la zone ouest du Golfe d'Aden qui contient le Golfe de Tadjourah.

Dans la région ouest du Golfe d'Aden qui comprend le Golfe de Tadjourah, les structures de de surface notamment la SST et la CHL-a n'ont fait l'objet que de peu d'études. Donguy et Merle (1997) ont étudié les variations de la SST et de la salinité en analysant les données des navires marchands. Ces auteurs indiquent un réchauffement des eaux de surface entre mars et mai. Ils indiquent aussi une seconde période de réchauffement moins intense entre septembre et octobre, suivi d'un refroidissement jusqu'à février. Ils ont associé le refroidissement des eaux entre novembre et février à l'effet combiné des vents de mousson du NE et de l'hiver boréal. Plus récemment, dans une étude comparative portant sur l'évolution de la SST dans les régions Est et Ouest de la Mer d'Arabie, y compris la Mer Rouge, Nandkeolyar et *al.* (2013) ont établi un profil de variation annuelle de la SST pour le GdA et la Mer d'Arabie. Quoiqu'ils ne concernent pas la même échelle spatiale et ni la même période, le profil de variation saisonnière dans Golfe de Tadjourah est presque superposable à celui établi par Nandkeolyar et *al.* (2013) pour le Golfe d'Aden (Fig. 1.7-b, chapitre 1). Il diffère du profil de la SST établi pour la Mer Rouge par la baisse de SST durant l'été (Fig. 1.7-a, chapitre 1).

Par ailleurs, notre étude a révélé une tendance à la baisse de la SST estimée à 0.02°C/an pour la période de 2000 à 2009. Nandkeolyar et *al.* (2013) indique une augmentation de la température annuelle de 0.037 °C/an pour la période de 1992 à 2009 dans le GdA. Cependant, bien que la tendance évaluée sur toute la période indique une hausse de SST, sur la courbe de tendance présentée par Nandkeolyar et *al.* (2013), on observe bien une baisse de la température à partir de 2000 et qui continue jusqu'à 2009. Nandkeolyar et *al.* (2013) ont utilisé des moyennes annuelles alors que nos données sont de plus forte résolution (moyennes de 8 jours).

Pour la CHL-a, comparé à la Mer d'Arabie, le Golfe d'Aden était considéré comme oligotrophe durant l'été (Couwelaar, 1993 ; Almogui and al. 2000). Des récentes études (Yao and Hoteit, 2014) basées sur les données satellites de la couleur de l'océan révèlent que le Golfe d'Aden présente des concentrations CHL-a plus élevées durant l'été que durant l'hier. Le profil de variation annuelle qu'ils ont obtenu pour le Golfe d'Aden est similaire à celui que nous avons obtenu à partir de données issues des capteurs SeaWiFs et Modis/Meris (voir Fig. 1.8, chapitre 1). Ces observations corroborent nos résultats qui mettent en relief le pic de l'été par rapport aux faibles concentrations de CHL-a durant l'hiver.

Nous avons montré dans ce chapitre que la variabilité temporelle des paramètres SST et de CHL-a peut être décrite, en grande partie, par les deux premières composantes principales SSA (CPT1 et CPT2). *La CPT1 de la SST révèle le cycle de réchauffement/refroidissement habituels des eaux de surface à l'échelle annuelle. Par contre, la CPT2 met en évidence un refroidissement brusque durant les mois de juillet-août et qui vient perturber les variations annuelles de la SST.* En revanche, la variabilité de la CHL-a est dominée par la forte augmentation de la [CHL-a] durant l'été (CPT1). La CPT2 n'influe que très faiblement sur la variance totale de la CHL-a.

Quant à la variabilité spatiale, on retrouve les mêmes structures que celles observés à l'échelle de la sous-région, en particulier dans le Golfe d'Aden. Par contre, les modes secondaires (EOF2) qui traduisent les gradients est-ouest de la SST et de la CHL-a, semblent spécifiques au Golfe de Tadjourah. Or, un nombre plus important de modes de variabilité identifiés durant la période d'été (EOFis : intra-saisonnier) pourrait être lié à l'influence marquée des processus locaux et éventuellement des vents du SO et des vents locaux (Khamsin) sur le Golfe de Tadjourah.

Toutefois, quelques limitations liées essentiellement aux données que nous avons utilisées devront être prises en considération. La difficulté a été de trouver sur notre zone d'étude, les données de même résolution spatiale et temporelle et couvrant la même période. A défaut, nous avons travaillé avec différents types de données. Cela constitue la principale limitation à nos résultats. Des données à plus forte résolution spatiale permettraient peut être d'isoler d'autres structures de variabilité à plus petite échelle spatiale (< 5 km pour la SST) et associés aux phénomènes locaux. D'autre part, pour associer les modes de variabilité isolés aux processus physiques, nous n'avons pu au mieux proposer que quelques hypothèses. Celles-ci mettent en avant l'action prépondérante des facteurs atmosphériques (réchauffement solaire et forçage par le vent) sur le cycle annuel de la SST et des facteurs océaniques sur le cycle semi-annuel. Les variations de CHL-a, notamment, sa forte augmentation durant l'été semblent associée aux facteurs océaniques. Mais, bien de questions restent encore inexplorées. Quels sont ces processus atmosphériques et/ou océaniques générant les structures de variabilité de la SST et de la CHL-a ? Comment discerner ces deux types d'influence ?

Dans le chapitre suivant, nous étudions les interactions air-mer pour estimer la part des forçages atmosphériques et les influences relatives de différents flux de chaleurs sur les structures de SST et de CHL-a. L'influence des processus océanographiques et leurs relations avec les forçages atmosphériques seront étudiées en détails dans les parties II et III du manuscrit.

CHAPITRE 3 : Les effets des interactions air – mer sur les structures de variabilité de la surface de la mer

Sommaires

3.1 Introduction…….….73
3.2 Données et méthodes……..……..75
3.3 Résultats…….……..78
3.4 Discussion……..……...95
3.5 Conclusion……..……..96

3.1 Introduction

L'océan et l'atmosphère forment un système couplé. Ils échangent mutuellement de l'énergie, de la masse et de la quantité de mouvement (Csanady, 2004). Les variations atmosphériques impactent les conditions de l'océan à la fois par le transfert local des mouvements, de l'eau, de flux de chaleur et aussi par la circulation océanique induite à distance (Deser et *al*., 2002 ; Kirtman et Vecchi, 2011). Inversement, les changements des conditions océaniques qui se manifestent notamment par les variations de la SST peuvent influencer la circulation atmosphérique. L'océan communique son inertie thermique à l'atmosphère principalement via le flux turbulent (flux latent et sensible).

Les échanges thermodynamiques à l'interface air-mer font intervenir un certain nombre de processus physiques notamment l'absorption des radiations solaires (première source d'énergie), l'émission des radiations de grande longueur d'onde sous forme des rayonnements infra-rouge, le transfert de chaleur sensible par conduction et de la chaleur latente par évaporation d'eau (Yu and Weller, 2006 ; Talley et *al*. 2011).

Ainsi, les propriétés physiques (température, salinité, etc.) de la couche océanique superficielle varient perpétuellement en fonction des conditions atmosphériques. Par exemple, un front froid peut causer une baisse de la SST et une évaporation induire l'augmentation de la salinité ainsi qu'une baisse de la SST. Les quantités de chaleurs échangées (flux) ainsi que le sens de transfert entre les deux compartiments varient dans le temps et d'une région géographique à l'autre. Elles sont fonction d'un seul paramètre océanique, la SST, et des paramètres météorologiques locaux tels que la vitesse du vent, la température de l'air, l'humidité relative et la couverture nuageuse (Deser et *al*. 2010). Une différence de température entre l'air et la surface océanique se traduit par le transfert de chaleur de la surface océanique vers l'atmosphère ou dans le sens contraire, selon le signe de ΔT (Tocéan – Tatmosphère).

En réalité, les variations de la SST résultent généralement d'une combinaison de processus atmosphériques et océaniques (Nezlin et *al*. 2004). Du côté atmosphérique, les paramètres météorologiques ainsi que les flux de chaleur échangés constituent les principaux facteurs impliqués dans les variations de la SST. Du côté océanique, le transport horizontal et vertical de chaleur par les courants, le mélange turbulent influencent la SST (Deser et *al*. 2010).

Quant à la production primaire, deux facteurs majeurs sont directement impliqués dans ses variations : la lumière et la teneur en nutriments des eaux de surface (Mouw et *al*., 2005). D'autres facteurs secondaires, notamment le mélange, la composition spécifique des phytoplanctons, etc., influencent également la production primaire.

Les radiations solaires incidentes sont absorbées de façon sélective (rouge, jaune, bleu). L'absorption diminue en fonction de la profondeur. La turbidité et la couverture nuageuse sont les principaux facteurs qui atténuent la production primaire. Les nutriments se forment par la minéralisation de la matière organique qui se dépose au fond. En zone côtière, les peuvent provenir d'une source extérieure telle que les effluents. L'approvisionnement de la couche supérieure en nutriments à partir des couches de subsurface dépend de l'état de la stratification de la colonne d'eau, du mélange et de la profondeur de la couche de mélange (Yoder and Osychny, 2001).

Nous avons vu au chapitre 2 qu'en dépit des dimensions réduites, le GdT subit d'importantes variations spatiales et temporelles des conditions de son environnement marin, notamment de la SST et de la CHL-a. Ces variations sont essentiellement décrites par quelques modes statistiques de variabilité. Cependant, les processus physiques qui génèrent ces structures de variabilité demeurent mal connus.

L'objectif de ce chapitre est donc d'étudier et de comprendre dans un premier temps l'influence des paramètres météorologiques sur la SST et la CHL-a et de déterminer le rôle relatif de l'atmosphère dans l'apparition des structures de variations isolées. Dans cette optique, nous essaierons de répondre aux questions suivantes :

1) Comment varient les conditions atmosphériques locales au-dessus de la zone d'étude ?
2) Ces variations sont-elles corrélées avec les variations des paramètres océaniques ?
3) Comment et à quelle(s) échelle(s) de temps, l'atmosphère interagit avec la surface océanique et influence les variations de la SST et de la CHL-a, dans le Golfe de Tadjourah ?

La nature des interactions air-mer aux échelles locales et l'influence atmosphérique peuvent être étudiées par une approche statistique basée sur l'analyse de la covariance des variables océaniques et atmosphériques (Frankgnoul et *al.* 1998*,* Von Storch 2000 ; Wu *et al.* 2006, Ghil, 2002, Vautard, 1995). Ainsi, en suivant cette approche, nous examinerons dans un premier temps, par l'analyse de

la covariance, s'il y a des patterns de variabilité communs entre les paramètres océaniques et atmosphériques. Nous analyserons ensuite les relations linéaires entre les deux types de paramètres, par la méthode de régression en les considérant deux par deux. Enfin, pour mieux comprendre comment l'atmosphère interagit localement avec la surface océanique et les mécanismes mis en jeu, nous analyserons l'évolution annuelle des flux de chaleur. Le calcul de flux net de chaleur à la surface (Qsurf) et l'analyse de ses variations annuelles nous permettront de savoir à quelle(s) période(s), l'océan se réchauffe ou se refroidit et donc d'évaluer comment l'atmosphère influence les variations des paramètres à la surface de la mer.

3.2 Données utilisées

3.2.1 Choix de paramètres météorologiques

Les paramètres météorologiques ont un impact important sur la surface de la mer. Nous avons retenu dans cette étude trois paramètres météorologiques : la vitesse du vent à 10 m de la surface, la température et l'humidité spécifique de l'air. En effet, le vent constitue un facteur majeur dans cette zone soumise au régime de la mousson de l'Océan indien. C'est le paramètre du forçage atmosphérique qui semble avoir une influence importante sur la surface océanique, en induisant notamment le flux turbulent. La température de l'air influence particulièrement le flux de chaleur sensible, et l'humidité spécifique intervient dans le flux de chaleur latent. Ces paramètres semblent avoir une influence importante sur le climat local (BGR, 1982). Pour la suite, nous les noterons respectivement : V_{vent} (Vitesse du vent) ; T_{air}(température de l'air) et H_{air} (humidité spécifique).

3.2.2 Données satellites

Pour la description des champs atmosphériques et l'étude de leurs relations avec les paramètres SST et CHL-a, nous avons utilisé essentiellement le produit satellites "Flux turbulent" contenant les données sur la SST, le vent, l'humidité spécifique, la température de l'air et les flux turbulents (voir chapitre 2). Pour le paramètre V_{vent} , les données des diffusiomètres SeaWinds et ASCAT des satellites QuickScat et MetopA sont utilisées. Les produits CERSAT (www.ifremer.fr/CERSAT) du SeaWinds donne les composantes méridienne et zonale ainsi que la tension du vent à 10 m et sur

une grille de 0.5° x 0.5°. Le produit ASCAT fournit les mêmes composantes mais sur une grille de 0.25° x 0.25°.

3.2.2.2 données atmosphériques *in situ*

Les données atmosphériques *in situ* utilisées proviennent de la station d'observation marine installée sur l'Île Maskali, à l'entrée du GdT. Les données mises à notre disposition couvrent la période de février 2013 à juin 2014. Elles sont de fréquence journalière et concernent la vitesse et la direction du vent, la température et l'humidité relative de l'air. Elles sont utilisées pour décrire les conditions météorologiques de la zone d'étude et aussi pour valider les données satellites dans notre zone d'étude.

3.2.2.3 Données de ré-analyse ECMWF

Pour les flux de chaleur, les données de ré-analyses ECMWF (ERA-interim) sont utilisées. Ces données sont accesibles en ligne (http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/), et se trouvent à différentes résolutions spatiales. Nous avons utilisé ici les données avec une résolution de 0.75° x 0.75°. Il faut noter que les données ECMWF sur les flux de chaleur sont des données cumulatives. Le modèle de prévision fournit les données à 00H00 (GMT) et à 12H00. Ensuite, les fréquences de sorties peuvent être choisies tous les 3, 6, 9, 12 ou 18 heures. Nous avons pris les prévisions à partir de 00H00 et de 12H00 et toutes les 12 heures. La somme de ces deux sorties donne les quantités d'énergie cumulées durant 24 heures. Elles sont exprimées en joules/m² ou W*s/m². La conversion en W/m² se fait en divisant par la durée d'accumulation (par ex. pour une journée : (60*60*24 soit 86400 s).

3.3 Méthodes d'analyse

Au préalable, des séries hebdomadaires (moyennes de 8 jours) sont constituées à partir des données satellites des paramètres météorologiques retenus et des paramètres SST et CHL-a sur la même période (2005 – 2009). Dans un premier temps, à l'aide des données *in situ* récentes, et des données satellites, la variabilité temporelle de chaque paramètre météorologique est décrite, dans le but de compléter le descriptif sommaire présenté au chapitre 1 (section 1.4.12).

3.3.1 Etude de la covariance par la méthode d'analyse spectrale multivariée (M-SSA et la fonction de corrélation croisée avec fenêtre

L'objectif principal est avant tout de relier les structures de variabilité de la SST et de la CHL-a identifiés (chapitre 2) aux variations des paramètres atmosphériques pour en déduire l'influence relative de l'atmosphère. Cette question est abordée par l'analyse de la covariance entre les deux types de paramètres. Nous avons utilisé à cet effet, la méthode d'analyse spectrale singulière multivariée (M-SSA) et la fonction de corrélation croisée (FCC). La première méthode est adaptée pour étudier les relations non linéaires et vise à identifier les modes de variabilité oscillatoire commune à l'ensemble des séries temporelles considérées. Par la FCC, nous examinons la relation de dépendance linéaire entre les variables prises deux à deux (ces deux méthodes sont détaillées à l'annexe A). Nous présentons ci-dessous les procédés mis en œuvre pour appliquer ces deux méthodes à l'étude des interactions océan-atmosphère.

La méthode M-SSA a été appliquée à l'ensemble de variables atmosphériques et océaniques rangées ensemble dans une même matrice (lignes = temps d'observation ; colonnes séries temporelles). Toutes les séries temporelles ont été normalisées en enlevant la moyenne et en divisant par l'écart-type. La décomposition de la matrice de corrélation – qui contient l'ensemble de possibilités de covariance entre les séries temporelles – permet d'isoler les *n* premiers modes qui expliquent le maximum de la variance commune à toutes les séries temporelles.

Du fait de la différence de l'inertie thermique, la réponse de la surface océanique aux variations de conditions atmosphériques est souvent décalée dans le temps. La fonction de corrélation croisée avec décalages est donc mieux adaptée pour analyser la covariance dans le temps des variables atmosphérique et océanique (Von Storch, 2000 et Wu et *al*. 2006). Ainsi, les séries temporelles sont croisées deux à deux et à différents décalages sur des portions (fenêtres) limitées des séries annuelles. Cela permet de déterminer dans un premier temps les paramètres atmosphériques qui sont significativement corrélées avec la SST et la CHL-a et, ensuite le décalage pour lequel les deux séries présentent une corrélation maximale. Cependant, comme nous l'avons vu au chapitre 2, les données climatiques se caractérisent par la présence des autocorrélations qui rendent difficile l'analyse de covariance entre les différentes séries temporelles. Les autocorrélations existant dans chacune des séries temporelles ont été traitées par la méthode d'ajustement du nombre effectif d'échantillons *Neff,* (chapitre 2 : section 2.2.2.2). Bien entendu, les corrélations entre les séries

temporelles n'impliquent pas directement la relation physique mais l'établissement des relations entre les différentes variables permet la bonne compréhension du mécanisme qui génère les variations dans une zone donnée (Chatfield, 2009).

3.3.2 Etude des variations saisonnières des flux de chaleurs et bilan annuel de chaleur à la surface de la mer

Les données de ré-analyse ECMWF (2005-2009) sur le flux solaire (Qs), le flux de radiations de grande longueur d'onde (Qlw), le flux latent (Ql) et le flux sensible ont d'abord été traitées par la méthode SSA. Cela a permis d'obtenir des données lissées et filtrées de bruit. A partir de ces données, des moyennes mensuelles ont été calculées pour chaque type de flux. Ensuite, les moyennes annuelles sur 5 ans (2005-2009) sont calculées afin d'examiner et de comparer les variations saisonnières des différents types de flux.

Par ailleurs, le flux de chaleur total à la surface (Qsurf) a été obtenu à partir de la somme de quatre types de flux. La série temporelle de Qsurf ainsi estimée est comparée à la série temporelle de la SST réalisée à partir des données du produit FLUX TURBULENT (Bentamy et *al*. 2013). Les rétroactions positives/négatives entre la SST et Qsurf sont examinées par la méthode de Frankignoul et *al*. (1998).

3.4 Résultats

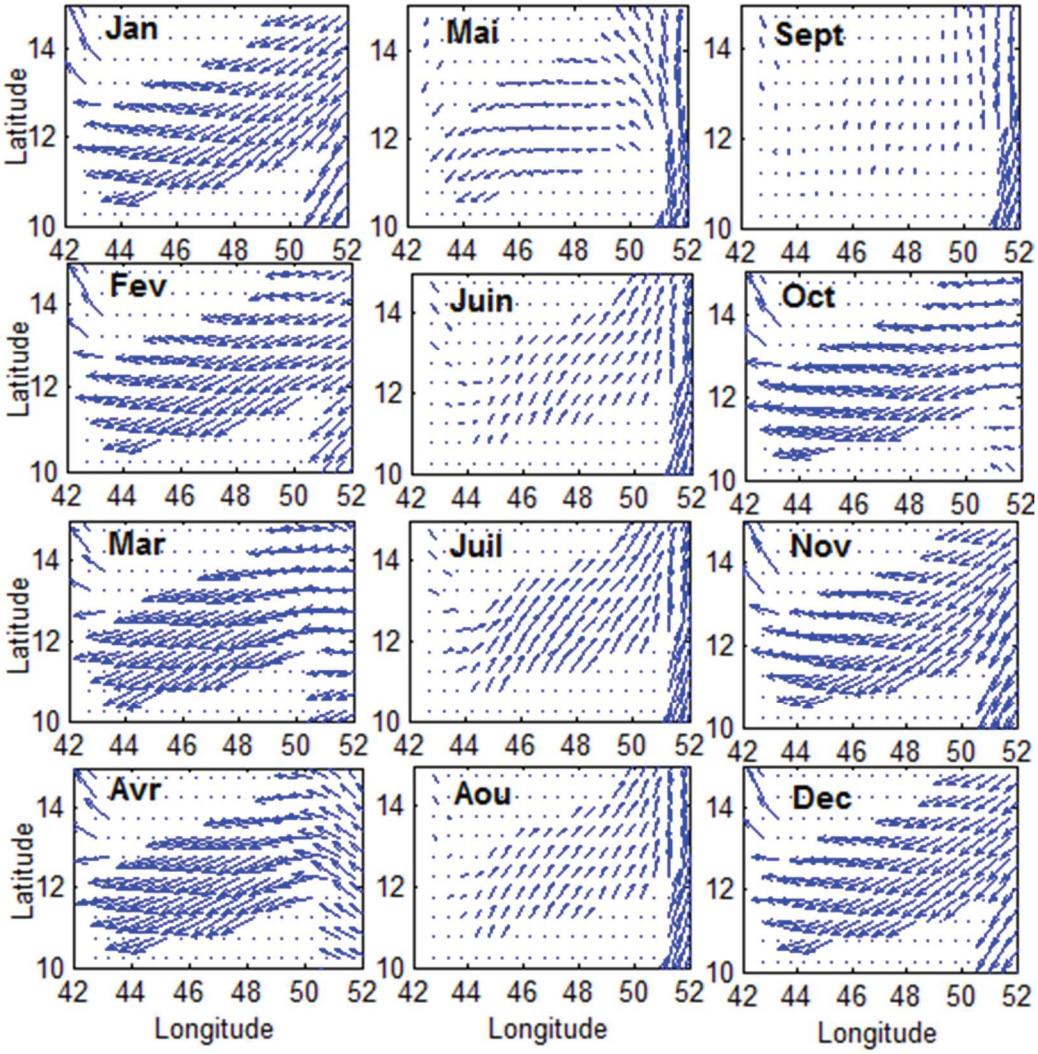
3.4.1 Evolution annuelle des conditions météorologiques au-dessus du Golfe de Tadjourah

3.4.1 Vent de surface à 10 m

Les études menées sur le Golfe d'Aden montrent que l'établissement des vents des moussons du SO et de NE présente une variabilité interannuelle mais aussi spatiale (chapitre 1). Entre l'est et l'ouest du golfe, le renversement des régimes de vent présente un décalage temporel important (Saafani et *al*. 2007). Fieux (2010) a également observé que le démarrage des vents du SO le long des côtes somaliennes variait d'une année à l'autre entre début mai (mousson précoce) et début juin (mousson tardive). Nous avons associé les phases observées dans les cycles annuel et semi-annuel (chapitre 2) à ces processus de moussons précoce et mousson tardive.

Afin de déterminer avec précision la durée de ces deux régimes de vents (SO et NE) ainsi que leurs périodes de prédominance respectives, nous avons calculé la climatologie de la direction et de la vitesse du vent en utilisant les produits SeaWinds de QuickScat (Fig. 3.1) et aussi le produit W10 du diffusiomètre ASCAT du satellite METOP-A (Fig.3.2). Le premier produit, de résolution spatiale 0.5° x 0.5°, est utilisé pour la climatologie de la direction du vent à l'échelle de tout le GdA. Le produit W10, de plus forte résolution spatiale (0.25° x 0.25°), est utilisé pour la climatologie de la direction et de l'intensité du vent à l'échelle plus restreinte (Ouest du GdA entre 42°E et 46°E). Dans les deux cas, les moyennes mensuelles sont calculées sur la période de 2005-2009.

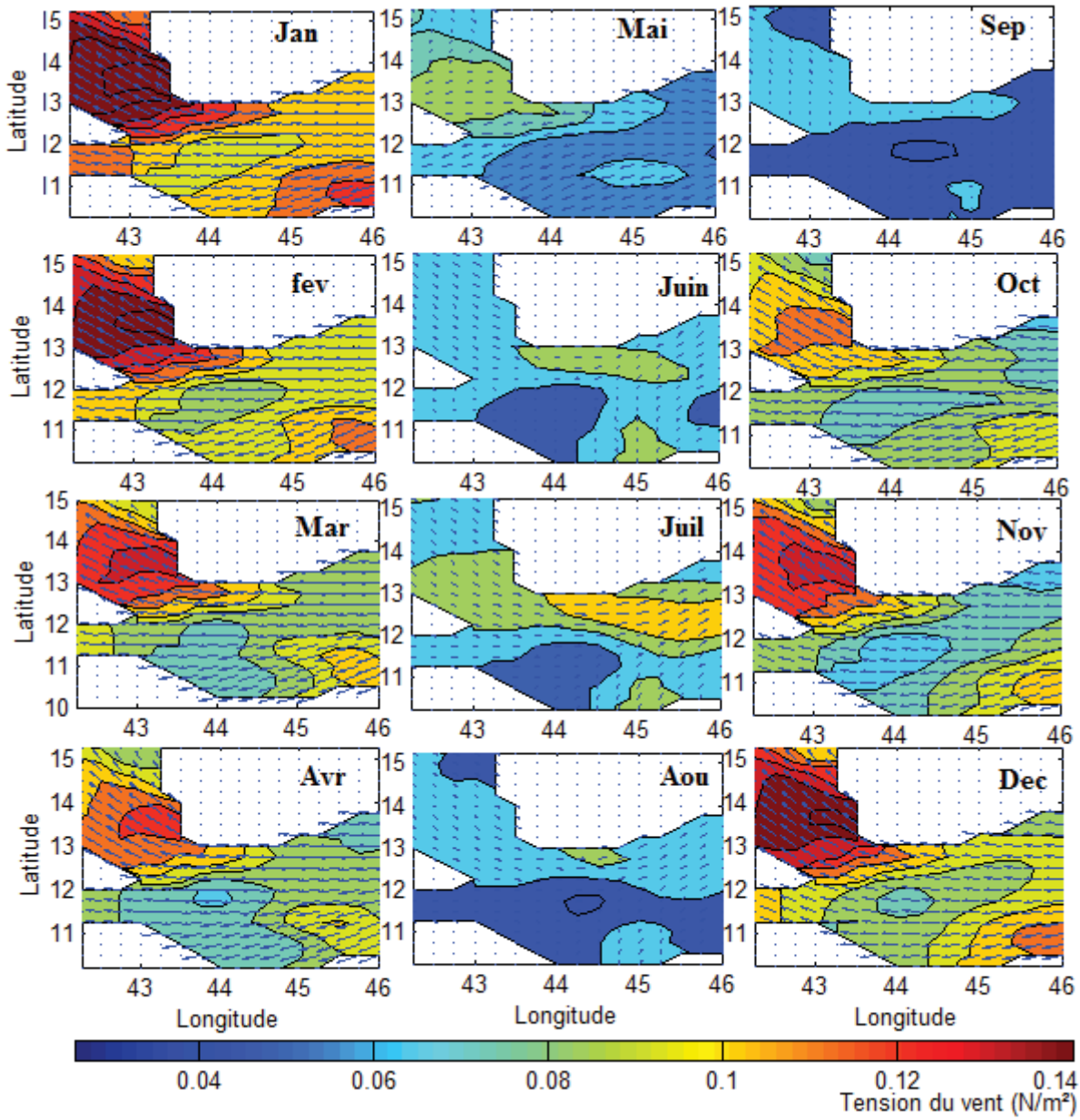
Figure 3.1 : Climatologie de la direction du vent dans le Golfe d'Aden et le Sud de la Mer Rouge (Données issues du diffusiomètre SeaWinds (QuickScat).



La figure 3.1 montre la climatologie de la direction du vent dans le GdA et au sud de la Mer Rouge jusqu'à 15°N. D'octobre à mai, sur l'ensemble du GdA, les vents ont une direction moyenne Nord-

Est/Sud-Ouest. De juin à aout, ils sont orientés du Sud-ouest vers le Nord-Est. On observe cependant une différence entre l'est et l'ouest du GdA. A l'est, la direction moyenne est NE/SO alors qu'à l'ouest du golfe, les vents ont plutôt une direction est-ouest. Cette direction ne s'inverse complètement qu'à partir de juin. Durant les mois de juillet et d'aout, les vents gardent la direction SO-NE. Les mois de mai et de septembre se présentent comme les mois de transition entre les deux régimes de vents durant lesquels, la direction du vent commence à s'inverser (Fig. 3.1).

Figure 3.2 : Climatologie de la direction du vent superposée à la tension du vent à l'ouest du Golfe d'Aden et au sud de la mer Rouge jusqu'15°N (données du diffusiomètre ASCAT (MetopA).

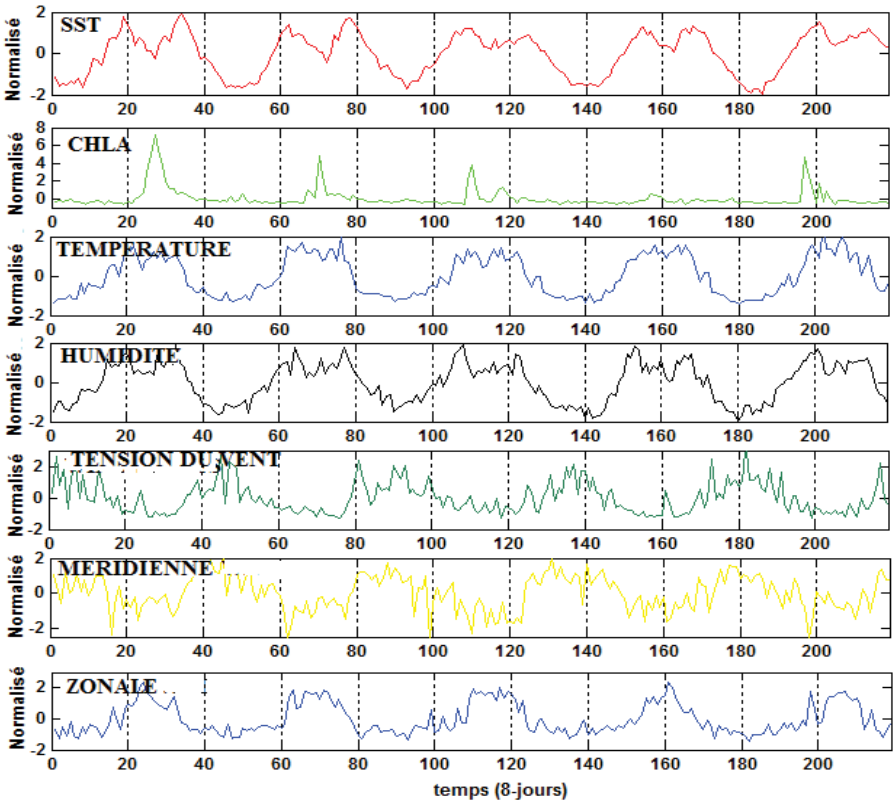


La climatologie de la direction du vent calculée à partir du produit ASCAT (MetopA) sur la zone comprise entre 42°E et 46°E, superposée à la tension du vent estimée à partir du même produit satellite (Fig. 3.2), montre deux périodes qui se distinguent suivant la direction et l'amplitude de la tension du vent. D'octobre à mai, les vents portent vers l'ouest et de juin à septembre vers l'est. A noter aussi que les vents d'Est ont une plus grande amplitude que les vents d'ouest. Spatialement et à l'échelle régionale, les vents sont plus intenses au sud de la mer Rouge durant la période d'hiver (octobre-avril).

Pour analyser les variations temporelles des paramètres atmosphériques, nous avons dans un premier temps calculé pour les trois paramètres (V_{vent} , T_{air} , H_{air}), les moyennes mensuelles sur 5 ans (2005 – 2009) sur la zone comprise entre les longitudes 43°00E et 43°30'E et les latitudes 11°45'N et 12°00N, correspondant approximativement au GdT (Fig. 3.3). Ces données sont comparées aux données *in situ* collectées dans le GdT (source : station météorologiques des forces navales stationnées sur l'île Maskali).

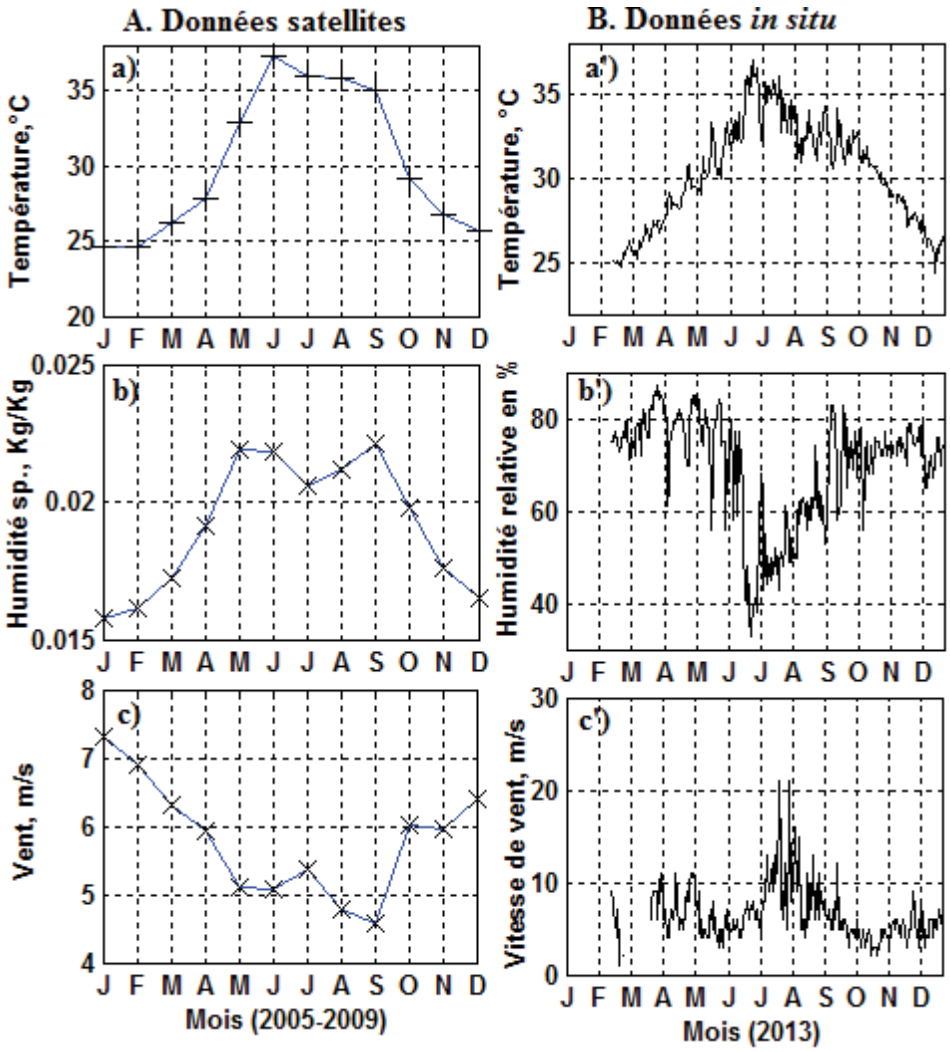
3.3.1 Analyse de la variabilité temporelle de paramètres atmosphériques

Figure 3.3 : Les séries temporelles SST et CHL-a et les series temporelles des paramètres météorologiques (température et humidité spécifique de l'air et la vitesse du vent), 2005-2011



Comme le montre la figure 3.4 (*a et a'*), la température moyenne de l'air augmente à partir du mois de janvier (25°C) et atteint un maximum de 37°C au mois de mai-juin. Elle reste constante et supérieure à 35°C durant juillet-aout ; diminue à partir de septembre et atteint un minimum de 25 au mois de décembre. L'humidité spécifique de l'air montre le même profil d'évolution mais à la différence, on observe une baisse importante entre juin et septembre avec un minimum en juillet. Cette baisse de l'humidité s'observe également sur les données *in situ* (Fig. 3.4 b') où l'humidité relative de l'air passe d'environ de 80 % (mars-mais) à 40 % en juin-juillet. Ces profils de variation de Tair et de Hair sont similaires à ceux obtenus à partir des données satellites.

Figure 3.4 : Evolution annuelle des paramètres atmosphériques dans le GdT (En bleu : données satellites, en noir : données *in situ*) : a) et a') température de l'air, b) et b') humidité de l'air, c) et c') vitesse du vent



Le profil de variation de la vitesse du vent (Fig. 3.3 c) montre que d'octobre à avril les vents restent forts (V_{vent}. > 6 m/s). On remarque une légère augmentation durant le mois de juillet. Ce profil de

variation relate bien les descriptions faites à partir de la climatologie du champ vent (figures 3.1 et 3.2) ; les vents du NE sont relativement plus forts que les vents du SO. Aussi, la vitesse du vent montre un profil d'évolution inverse à celui de la température de l'air et de l'humidité spécifique. Elle est maximale au mois de janvier (7,31 m/s) et baisse progressivement jusqu'à mai/juin (5,08 m/s). Notons ici l'évolution temporelle inverse entre la vitesse du vent et la SST (vue au chapitre 2). La baisse de la SST en juillet coïncide avec l'augmentation de la vitesse du vent du SO à cette même période.

Cependant, le profil d'évolution de la vitesse du vent issu des données *in situ* (Fig. 3.4-c') indique une forte augmentation en juillet-aout durant lesquels la vitesse du vent atteindrait jusqu'à 20 m/s. Comparées aux données satellites à la même période, ces valeurs nous paraissent très élevées. Bien qu'il pourrait y avoir des variabilités interannuelles, le maximum connu dans l'ouest du Golfe d'Aden est d'environ 8 à 10 m/s durant la période de la mousson du sud-ouest. A l'exception de ces valeurs excessivement élevée, les données satellites concordent avec les données *in situ*.

L'analyse de la climatologie du champ Vent à l'échelle du Golfe d'Aden et en particulier au niveau de sa partie ouest nous a permis de déterminer la durée moyenne de deux régimes de vents : vents du NE d'octobre à avril et vents du SO de juin à aout. A remarquer que ces périodes coïncident aux périodes des cycles saisonniers de la SST et de la CHL-a (chapitre 2). Or, les profils d'évolution annuelle des paramètres atmosphériques indiquent des fortes similitudes avec les variations annuelles de SST (Fig. 3.3). Cela laisse supposer des éventuelles relations qui sont explorées dans les sections suivantes, à l'aide des méthodes M-SSA et la fonction de corrélation croisée.

3.3.4 Analyse M-SSA

La méthode M-SSA appliquée à l'ensemble de cinq séries temporelles standardisées (SST, logCHL-a, T_{air}, H_{air} et V_{vent}) donne 132 valeurs propres dont 50 premières sont illustrées à la figure 3.5. Les deux premières valeurs propres forment une paire bien séparée du reste. On distingue aussi une deuxième paire mais avec un plus faible pourcentage de variance expliquée. Comme nous l'avions vu au chapitre 2, ces paires de valeurs propres sont généralement associées aux composantes oscillatoires. En combinant les vecteurs propres associés aux paires de valeurs propres, on obtient deux premières composantes principales : mssa1 et mssa2.

Test de significativité

Le volume assez important de données (5 séries temporelles) rende difficile le test de Monte Carlo. Nous avons appliqué le test de séparabilité par rapport à l'erreur d'échantillonnage (North et *al.* 1982) à l'ensemble des valeurs propres. Les résultats montrent que la deuxième paire de valeurs propres associée au deuxième mode (mssa2) ne dépasse pas le seuil d'erreur. Cela se remarque aussi sur le diagramme des valeurs propres indiquant cette deuxième paire proche des valeurs propres rapprochées assimilées aux bruits (fig. 3.5 a). Nous ne considérons donc que le premier mode (mssa1).

Quoiqu'ayant la même période, on note des différences d'amplitude et de phases entre les composantes cycliques du mode mssa1. Le tableau 10 montre les corrélations croisées ainsi que les phases entre les différentes composantes du mode mssa1. Les décalages pour lesquels les corrélations sont maximales sont entre parenthèses. Comme le montre le tableau 3.1, la SST est positivement corrélée avec T_{air} et H_{air} (r =0,97). La phase entre les deux types de signaux SST/Tair et SST/Hair est de -0.26 ; ce qui indique que la SST est en retard de phase par rapport à T_{air} et H_{air} ; ce retard correspond à environ 15 jours. Par contre, la SST est inversement corrélée avec la vitesse du vent (r = -0,94). La phase entre SST et V_v est élevée (φ = 2,79), donc presque en opposition de phase.

Figure 3.5 : Pourcentages de variance expliquée en fonction des rangs des valeurs propres (a), rapport des distances en fonction des rangs de valeurs propres (b)

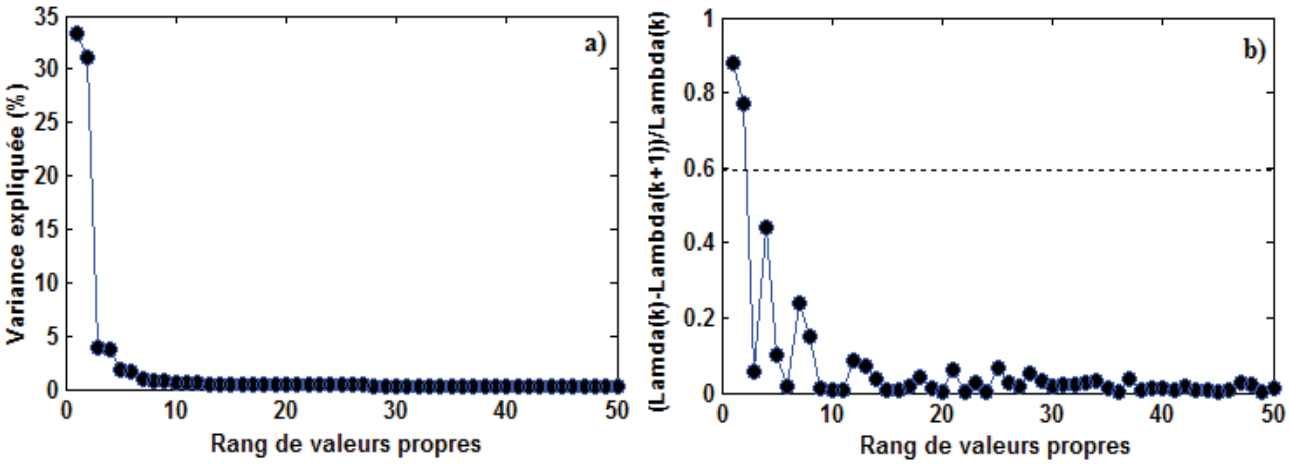


Figure 3.6 : Résultats de décomposition M-SSA des séries temporelles océaniques et atmosphériques. A gauche, les composantes du premier mode M-SSA. A droite leur pédiodogramme indiquant que le cycle annuel est le signal cummun aux paramètres océanique et atmosphériques

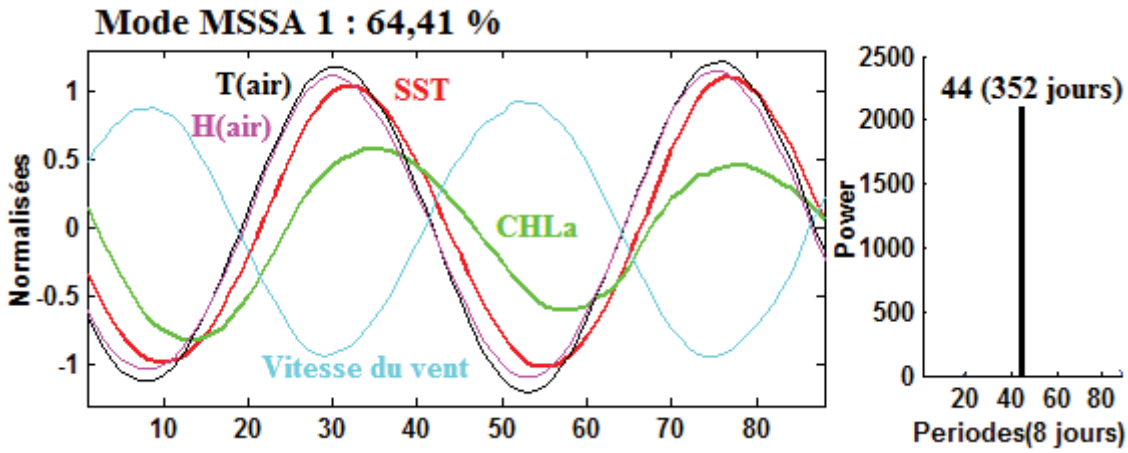


Tableau 3.1 : Corrélation entre les différentes composantes principales du modes M-SSA 1. Entre parenthèses les corrélatrions maximales calculées pour les décalages -1 à -5.

	Mode 1			
	r	rmax	phase	Δt(jours)
SST/Tair	0.97	0.99(-1)	-0.26	15
SST/Hair	0.97	0.99(-1)	-0.27	16
SST/$\boldsymbol{V_{vent}}$.	-0.94	-0.99(-2)	2.79	157
CHL-a/Tair	0.79	0.96(-4)	-0.59	33
CHL-a/Hair	0.79	0.97(-4)	-0.59	33
CHL-a/$\boldsymbol{V_{vent}}$.	-0.74	-0.96(-5)	2.46	138

La CHL-a montre les mêmes tendances vis-à-vis des paramètres atmosphériques mais les corrélations deviennent maximales qu'aux décalages – 4 (32 jours).

Globalement, d'après l'analyse M-SSA, il apparait que la SST et la CHL-a ne sont reliés aux paramètres atmosphériques qu'à l'échelle annuelle (Fig. 3.6). Le deuxième mode (mssa2) n'est pas significatif et n'explique qu'un très faible pourcentage de covariance. Afin de consolider cette observation, les séries temporelles SST et CHL-a originales sont croisées avec les séries atmosphériques avec et sans cycle annuel. Les résultats (tableau 3.2) montrent qu'en l'absence du cycle annuel, les paramètres SST et CHL-a ne sont corrélés avec aucun des trois paramètres atmosphériques.

Tableau 3.2 : Les séries temporelles de la SST et de la CHL-a croisées avec les séries temporelles des paramètres atmosphériques avec et sans cycle annuel. Les corrélations sont calculées au décalage 0.

Série temporelles	Avec cycle annuel (r significatif à 95%)	Sans cycle annuel (r significatif à 95%)
SST/Tair	0,78	0,058
SST/Hair	0,87	0,34
SST/Vent	-0,63	-0,071
CHL-a/Tair	0,35	-0,133
CHL-a/Hair	0,26	0,04
CHL-a/$\boldsymbol{V_{vent}}$.	-0,23	0,041

3.3.5 Analyse de relation linéaire à l'aide de la FCC avec fenêtre (w =16)

Afin de mieux examiner les relations linéaires entre les paramètres océaniques et atmosphériques, aux échelles de temps inférieures à 6 mois, nous avons divisé l'année en trois périodes de (16 × 8-jours ≈128 jours). Sur chaque période, les séries temporelles sont croisées deux à deux. Cette analyse révèle que seule la SST est significativement corrélée avec Tair et Hair sur la première fenêtre correspondant à la période de février à mai. Elle n'est corrélée qu'avec Hair durant la deuxième période (Juin-Septembre). Durant la troisième période (ONDJ), SST et CHL-a montrent tous deux des corrélations significatives avec les trois paramètres (Tair, Hair, Vent). Ces résultats laissent à penser qu'au cours de l'année, l'influence des paramètres atmosphériques sur les paramètres océaniques n'est prépondérante que durant la période d'octobre à mai. Par contre, durant la courte période d'été (juin – septembre), SST et CHL-a sont fortement corrélées, mais ne présentent peu ou pas de corrélation avec les paramètres atmosphériques. Durant cette courte période, comme nous l'avions suggéré au chapitre 2, les variations de la SST et de CHL-a semblent plutôt reliées aux facteurs océaniques et notamment à l'upwelling.

Tableau 3.3 : Corrélation croisée avec fenêtre L = 16, entre series temporelles de la SST et CHL-a et les séries temporelles des paramètres atmosphériques. Sur chaque fenêtre, l'intervalle de confiance à 95% est de ±0.5

Série temporelles	Fenêtre 1 :	Fenêtre 2	Fenêtre 3
SST/Tair	0.85	0,08	0,88
SST/Hair	0,85	0,56	0,94
SST/$\boldsymbol{V_{vent}}$.	-0,4	0,05	-0,8
CHL-a/Tair	-0,19	0,14	0,92
CHL-a/Hair	-0,33	-0,33	0,95
CHL-a/$\boldsymbol{V_{vent}}$.	-0,14	-0,26	-0,84

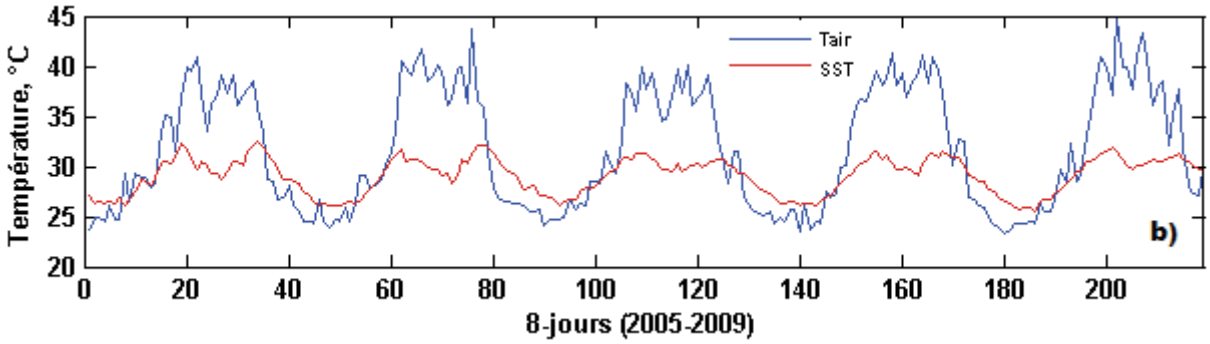
2.3.6 Flux net annuel de chaleur à la surface de la mer

Les données de ré-analyse ERA d'ECMWF sur les flux de radiation de courte longueur d'onde (Q_{sw}), de grande longueur d'onde (Q_{lw}), de flux latent (Q_l) et sensible (Q_s) de janvier 2005 à décembre 2009 ont été analysées par la méthode SSA et par l'analyse spectrale simple. Cela dans le but de les filtrer et d'en sortir des signaux sans bruit. Les séries reconstruites (en rouge, Fig. 3.8) à partir des principales composantes significatives indiquent la présence d'un signal périodique. L'analyse spectrale de signaux filtrés indique que les flux radiatifs (Q_{sw} et Q_{lw}) présentent un cycle semi-annuel prédominant par rapport au cycle annuel (Fig. 3.9). Par contre, pour les flux turbulents (Q_l et Q_s), c'est le cycle annuel qui prédomine. Cela montre que les flux radiatifs et les flux turbulents présentent des fréquences de variation différentes au cours de l'année (Fig. 3.10).

Tableau 3.4 : Rappels des formules reliant les flux de chaleur et les paramètres océaniques/atmosphériques

Flux	**Formules**	**Paramètre impliqués**
Flux solaire ($\boldsymbol{Q_{sw}}$)	$\boldsymbol{Q_{sw} = (1 - \alpha_0) * Q_0^{sw}}$	α_0 **:** albedo
Flux thermique ($\boldsymbol{Q_{lw}}$)	$\boldsymbol{Q_{lw} = Q_0^{lw} - \varepsilon_0 * \sigma * T_0{}^4}$	$\boldsymbol{T_0}$(SST)
Flux latent ($\boldsymbol{Q_l}$)	$\boldsymbol{Q_l = L_v * c_d * \sigma_a(e_e - e_a)V}$	$\boldsymbol{e_e}$(Humidité à la surface), $\boldsymbol{e_a}$ $\boldsymbol{(humidité\ de\ l'air)}$ V(Vitesse du vent)
Flux sensible ($\boldsymbol{Q_s}$)	$\boldsymbol{Q_s = \sigma_a * c_c * c_p(T_e - T_a)V}$	$\boldsymbol{T_e(océan)}$; $\boldsymbol{T_a}$(atmosphère)

Figure 3.7 : Série temporelle de la température de l'air (Tair) superposée à la série temporelle de la SST pour la période de 2005 à 2009 (moyenne 8-jours). A noter que durant l'été Tair > SST alors qu'en hiver Tair < SST.



Le flux solaire (Q_{sw}) est maximal en avril (250 W/m²), baisse durant l'été et atteint un second maximum de plus faible amplitude au mois d'octobre (220 W/m²). Les minimums de Q_{sw} s'observent aux mois de décembre-janvier (188 W/m²) et aussi en juillet (193 w/m²). Il est à noter que les maximums de Q_{sw} se situent dans la période de transition qui se caractérisent par des vents faibles.

Tableau 3.5 : Périodes de prédominance de différents flux de chaleurs

Flux de chaleurs	**Période de prédominance**
Flux solaire (Qs)	Mars-avril-mai et septembre
Flux thermique (Qlw)	Avril-mai ; novembre
Flux latent (Ql)	Octobre-novembre
Flux sensible (Qs)	Mars-avril

Tableau 3.6 : Moyennes mensuelles des flux de radiations solaires, de radiations thermiques, latent, sensible et le flux total net à l'interface air-mer. Les moyennes sont calculées sur la zone du Golfe de Tadjourah, pour la période de 2005-2009 (source : ré-analyse ECMWF)

Mois	Q_{sw}	Q_{lw}	Q_l	Q_s	Q_{surf}
Janvier	189.5	-86,87	-52,12	-66,84	-16,33
Février	219.67	-98,02	-41,42	-79,55	0,68
Mars	240.31	-103.7	-35.67	-84.14	16.8
Avril	245.66	-97.58	-45.56	-79.24	23.28
Mai	236.87	-100.27	-40.77	-67.24	28.59
Juin	201.2	-98.89	-38.80	-51.89	11.62
Juillet	195.2	-79.15	-60.73	-44.16	11.16
Aout	206.16	-79.51	-56.42	-50.61	19.62
Septembre	212.52	-91.44	-48.13	-53.42	19.53
Octobre	222.63	-105.12	-59.52	-69.17	-11.18
Novembre	201.14	-101.65	-52.25	-69.47	-22.23
Décembre	191.05	-94.66	-53.76	-66.72	-24.09
Moyenne annuelle	213.50	-94.74	-48.76	-65.2	4.78

D'après la formule de Q_{sw}, l'absorption des radiations solaire dépend de l'albedo (α_0) et celui-ci est lié à la rugosité de la surface de la mer. Cela explique que les variations annuelle de Q_{sw} soient indirectement dépendantes de l'intensité du vent. Celui-ci influence Q_{sw} en modifiant la rugosité de la surface de la mer (Steele et *al*. 2009). Le flux de grande longueur d'onde Q_{lw} qui correspond à une perte de chaleur par émission des radiations infra-rouges montre une évolution similaire à celle de Q_{sw} mais décalée dans le temps. Q_{lw} présente un premier maximum en avril et un second maximum en novembre. Le flux thermique (Q_{lw}) dépende de la SST dont les variations sont influencées par plusieurs facteurs, tant océaniques qu'atmosphériques. La perte de chaleur sous

forme d'évaporation (Q_l) se fait majoritairement au mois d'octobre-novembre. Ce flux de chaleur latente est lié à l'humidité de l'air et l'humidité spécifique de saturation à la surface de la mer. Le maximum de Q_l entre octobre et novembre est associé au maximum d'humidité spécifique et à l'intensité du vent de NE. Enfin, le flux sensible prédomine entre mars et avril, durant lesquels la SST reste supérieure à la température de l'air (Fig. 3.7). On remarque aussi que ces deux types de flux (Q_l et Q_s) restent faibles durant l'été (Fig. 3.10). Le tableau 3.5 présente les quatre flux de chaleur avec leurs périodes de prédominance.

2.3.7 Analyse de la covariance entre SST et Qsurf

Figure 3.8 : En bleu les séries temporelles des flux solaire (a), thermique (b), latent (c) et sensible (d). En rouge, les séries temporelles correspondantes filtrées.

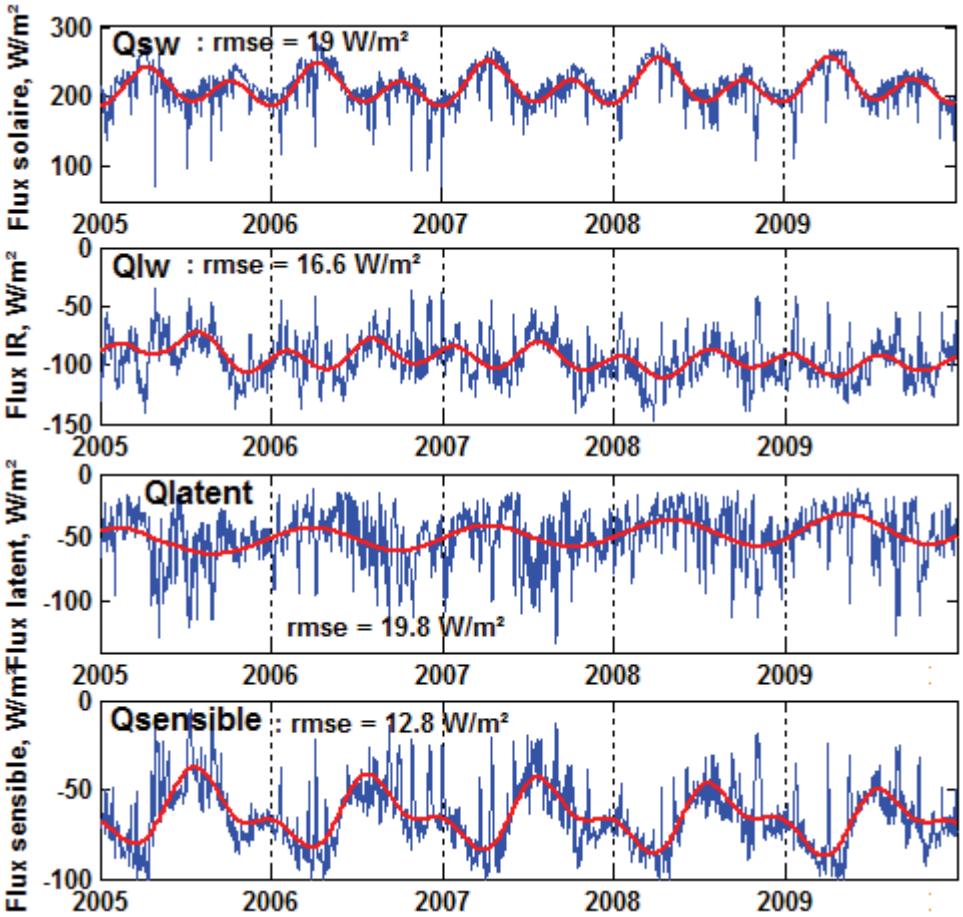


Figure 3.9 : Analyse spectrale des séries temporelles de flux de chaleur

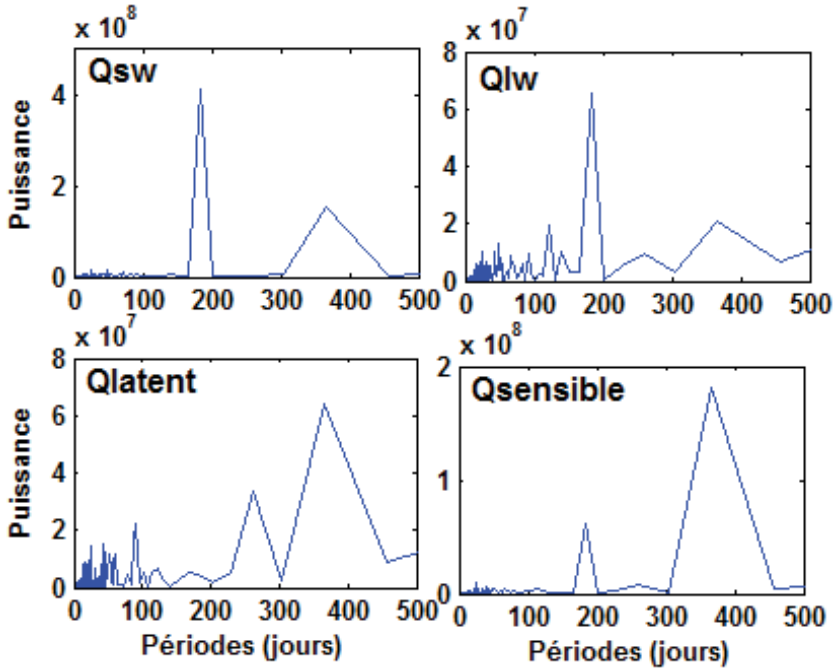
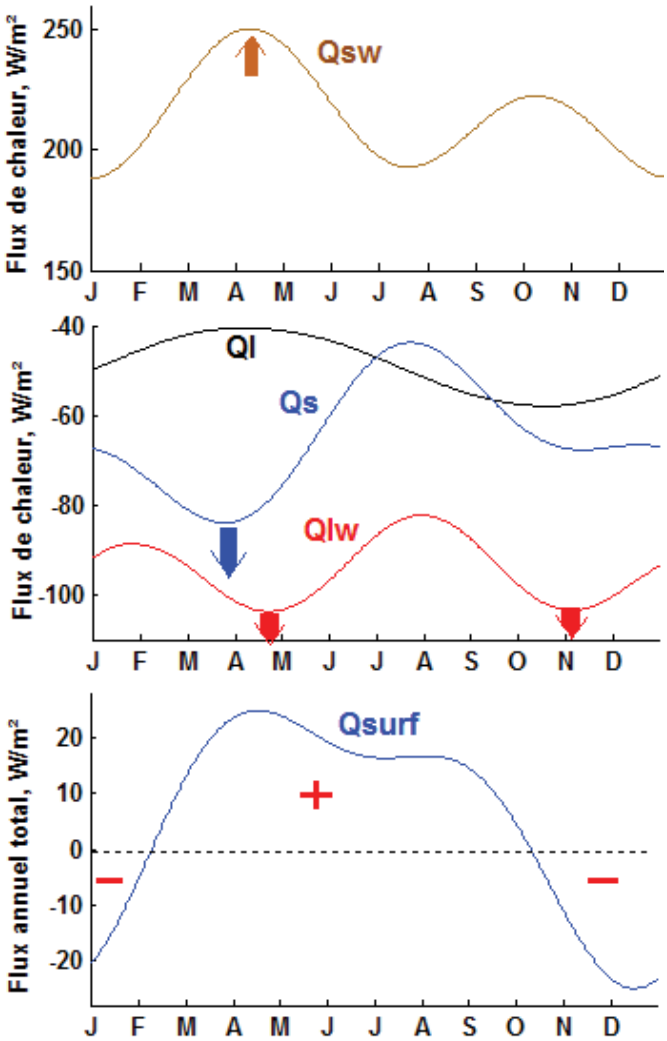


Figure 3.10 : Les flux annuels de chaleurs : flux solaire (marron), flux thermique (rouge), flux latent (noir) et flux sensible (bleu)



Les variations de la température dans la couche superficielle d'épaisseur h sont régies à la fois par les flux net de chaleur à la surface mais aussi par les processus océaniques notamment l'advection, l'entrainement et la diffusion. Ces processus sont liés aux variations de la température par l'équation de la conservation de l'énergie thermique (Deser et *al*. 2010).

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{Q_{surf}}{\rho \times Cp \times h} - [(\overrightarrow{U_g} + \overrightarrow{U_{ek}}) \times \vec{\nabla}\mathrm{T} + (W_e + W_{ek})(\mathrm{T} - T_b)/h] \quad \textbf{(3.1)}$$

U_g: courant géostrophique ; U_{ek} : courant de dérive d'Ekman, $\vec{\nabla}$T : gradient de température suivant les deux dimensions horizontales, W_e : taux d'entrainement vertical, W_{ek} : pompage d'Ekman, T_b température de l'eau entrainée.

Il est question ici d'étudier l'influence des flux net de chaleur sur la température de la surface de la mer (SST). Pour ce faire, nous faisons l'hypothèse que les flux de chaleur par le transport et par la diffusion sont négligeables. Dans ce cas, l'équation 3.1 se réduit alors au premier terme :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho \times Cp \times h} \times Q_{surf} \quad \textbf{(3.2)}$$

ρ : la masse volumique, Cp : la capacité calorifique de l'eau de mer,

En considérant ρ et Cp constantes, et h proche de la surface ($\frac{\partial T}{\partial t} \approx \frac{\partial SST}{\partial t}$, on peut étudier la relation qui lie les variations de la SST et du flux net à la surface. A cet, nous avons appliqué la méthode Frankignoul et *al.* 1998 (MFK ci-après), basée sur un modèle statistique simple reliant la SST au flux de chaleur à l'interface air-mer (Qsurf).

Analyse de la covariance entre Qsurf et SST

Le principe de la MFK consiste à analyser la covariance entre la SST et le flux de chaleur net (Qsurf). Cette covariance est nulle lorsque la SST n'a pas d'influence sur Qsurf ou lorsqu'elle est inférieure aux variations intrinsèques de l'atmosphère (Frankignoul et al. 1998). En effet, Qsurf a une double action sur la dynamique de la SST. Il contribue d'abord à la génération des anomalies de SST (ΔT) et, ensuite par le processus de rétroaction positive ou négative, il influence l'évolution des anomalies générées. L'idée est donc de pouvoir expliquer les variations de la SST à partir de Qsurf ou vice versa (Frankignoul et *al.* 1977). Cependant, le problème est de séparer les variations de Qsurf dues aux variations intrinsèques de l'atmosphère et celles associées aux rétroactions +/- induites par les anomalies de SST (ΔT). La MFK permet de décomposer les variations du flux net

de chaleur (Qsurf) en une somme d'une composante q(t) indépendante de la SST(ΔT) et d'une composante reliée à la réponse océanique T′(t), suivant l'équation 3.3.

$$Qurf(t) = q(t) - \alpha\, T'(t) \qquad \textbf{(3.3)}$$

L'influence de Qsurf sur la SST (ou l'inverse) n'est significative que lorsque α T′(t) > q(t), L'absence de la rétroaction entre la SST et Qsurf se traduit par une corrélation non significative entre α T′(t) et les anomalies de la SST.

Nous avons donc analysée la corrélation croisée avec décalage τ (3.4) entre les deux séries temporelles normalisées, en appliquant la MFK.

$$R_{Q/\,SST}(\tau) = R_{Q/\,SST} - \alpha \times R_{SST/\,SST} \qquad \textbf{(3.4)}$$

$R_{SST,SST}$ étant l'autocorrélation de la série SST

$$\alpha = -\frac{Cov[Qsurf(-1),SSTf(0)]}{Cov[Qsurf(-1),Qsurf(0)]} \text{ ; le facteur de rétroaction} \qquad \textbf{(3.5)}$$

D'après Frankignoul et *al.* 1998 and ; Yu et *al.* 2009, la première série temporelle ($Qsurf$) est décalé d'un mois (τ = -1) par rapport à la deuxième série (SST).

Les deux séries temporelles sont d'abord filtrées par la méthode SSA, en ne gardant que les trois à deux premières composantes. Cela permet d'éliminer le bruit de haute fréquence. La figure 3.11 montre l'évolution temporelle des anomalies de la SST et de Qsurf sur la période de 2005 à 2009. On remarque bien que $\boldsymbol{Q_{surf}}$ (vert) et **SST (**noir**)** ont les mêmes profils d'évolution mais décalés dans le temps. La fonction de corrélation croisée estimée suivant l'équation 3.4 – après soustraction de l'autocorrélation SST/SST -, indique que la corrélation est maximale (r = 0.89, p = 0.05) pour le décalage k = 30 jours. La corrélation entre les deux paramètres est donc significativement élevée. Or, les estimations du facteur de rétroaction α pour les trimestres JFM, AMJ, JAS, OND indiquent des valeurs négatives pour les trimestres OND et JFM et positives pour AMJ et JAS (tableau 3.6) ; α est calculé à partir de moyennes mensuelles de Qsurf et de SST suivant l'équation 3.5. A noter qu'en valeur absolu, la valeur de α la plus faible s'observe durant le trimestre JAS et la valeur la plus élevé durant le trimestre AMJ. Cela montre que c'est durant ce dernier trimestre (AMJ) que la surface océanique stocke de la chaleur. En revanche, durant l'hiver (OND et JFM), la rétroaction est négative ; l'océan perd de la chaleur.

Tableau 3.7 : Rétroaction positive/négative du flux net de chaleur (Qsurf) sur la SST pour les trimestres JFM, AMJ, JAS, OND.

Facteur de rétroaction (α)	JFM	AMJ	JAS	OND
$\alpha_{Qsurf/SST} = \frac{Cov[Qsurf,SST]}{Cov[Qsurf,Qsurf]}$ (τ = -1)	-3	5.6	2.1	-3.4

Figure 3.11 : Série temporelle de Qsurf(t) superposées à la série temporelle de la SST

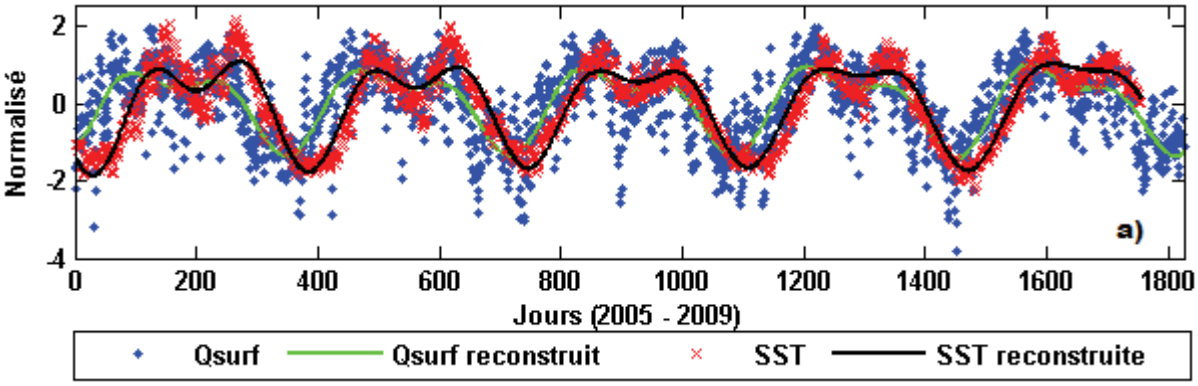
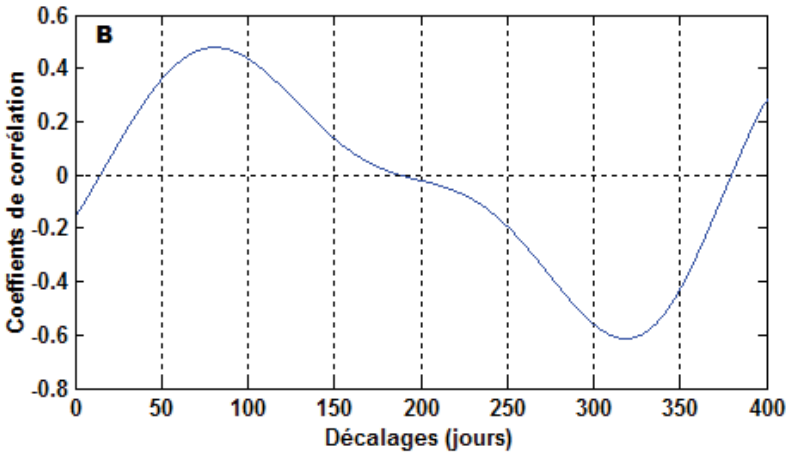


Figure 3.12 : La fonction de corrélation croisée (Qsurf/SST) sur l'intervalle d'un an.



Afin d'analyser la covariance entre la SST et Qsurf sur les périodes de quatre mois, nous avons appliqué la fonction de corrélation croisée avec fenêtre de 120 jours. Ceci donne des coefficients de corrélation de 0.77, 0.33 et -0.87 respectivement pour les quadrimestres JFMA, MJJA et SOND (voir aussi Fig. 3.12). Il apparait que la SST est significativement corrélée avec Qsurf durant l'hiver (SOND et JFMA) mais non corrélée durant l'été. Ces résultats confortent les résultats précédents montrant la faible corrélation entre la SST et les paramètres atmosphériques durant l'été (tableau 3.3).

3.5 Discussions

Nous avons étudié dans ce chapitre l'influence relative des conditions atmosphériques sur les structures de variabilité de la SST et dans une moindre mesure, de la CHL-a. La comparaison des profils de variation temporelle de la SST et de la CHL-a avec ceux des paramètres atmosphériques a permis dans un premier temps de tirer quelques conclusions quant à leur relation. Par contre, les analyses M-SSA et la corrélation croisée avec fenêtre ont fourni des résultats quantitatifs méritant d'être considérés.

L'analyse M-SSA a mis en évidence que la plus importante variation commune aux paramètres océaniques et atmosphériques a lieu à l'échelle annuelle (mode MSSA 1 : 64,41 % de la covariance totale). Ce premier mode montre que les paramètres SST, CHL-a, Tair et Hair évoluent dans le même sens : une phase de croissance durant le premier semestre suivie d'une décroissance durant le second semestre. Ces quatre variables évoluent de façon opposée à la vitesse du vent. Or, les fortes corrélations entre les composantes de ces modes indiquent que leurs variations sont liées dans le temps et régies par un ou plusieurs processus couplés.

Ces corrélations traduisent-elles des relations physiques entre les paramètres océaniques et atmosphériques ?

En première approximation, la phase de croissance commune aux paramètres SST, Tair et Hair, peut s'expliquer par le réchauffement solaire. Quand les vents diminuent –d'où la corrélation négative avec la vitesse du vent - la surface océanique et son interface atmosphérique se réchauffent. Cette hypothèse est confortée par les profils de variation des flux de radiations solaires (Qsw) et de flux net de chaleur à l'interface air-mer (Qsurf). En effet, on observe bien que le flux de radiations solaires augmente à partir de janvier et atteint le maximum entre avril et mai. C'est durant cette période que la surface océanique stocke le surplus de chaleur (tableaux 3.4 et tableau 3.5). Les flux radiatifs (Qsw et Qlw) montrent le même profil de variation que la SST. Le décalage temporel observé entre Qsw et Qlw s'explique par la différence d'inertie thermique entre l'air et la surface océanique. En revanche, durant la phase de décroissance (juin-décembre), c'est l'effet négatif des vents qui semble induire la baisse des paramètres atmosphériques et de la SST. Les résultats obtenus par la MFK consolident cette hypothèse. En effet, durant les deux périodes de l'hiver (SOND et JFMA), la corrélation entre SST et Qsurf est significative. Le fait que le coefficient de rétroaction (α) soit négatif indique que l'atmosphère agit sur la SST. Autrement dit, durant l'hiver, ce sont les flux air-mer qui gouvernent les variations de la SST. En revanche, en été

(trimestre MJJA), l'absence de corrélation SST/Qsurf indique que l'influence atmosphérique n'est pas prépondérante sur la SST, bien qu'elle ne soit pas nulle.

Dans le golfe d'Aden, les échanges air-mer et les bilans de chaleurs ont été étudiés par Sultan et Ahmed, 1996 et plus récemment par Abualanaja et *al*. 2010. Les résultats sont variables d'une étude à l'autre en fonction des données utilisées mais les profils d'évolution des différents flux et les conclusions avancées sont comparables. Les deux études concluent que le flux annuel net à la surface (Qsurf) est compensé à la fois par le flux d'énergie apporté par l'advection de la Mer Rouge et de la Mer d'Arabie, mais aussi par l'upwelling durant l'été. Sultan et Ahmed (1996) rapportent l'action réciproque entre la SST et la température de l'air. Selon ces auteurs, durant l'hiver, c'est la température de l'air qui induit la baisse de la SST. Inversement, durant l'été, la SST agir négativement sur la température de l'air en induisant une légère baisse. Ces conclusions et les valeurs estimées pour les différents flux de chaleur, à l'exception du flux sensible, sont comparables avec les résultats de notre étude.

La relation de CHL-a avec les paramètres atmosphériques et les flux de chaleur n'est pas discernable. Le mode 1 M-SSA montre que CHL-a covarie avec les paramètres Tair et Hair mais de façon inverse avec la vitesse du vent. Cette corrélation pourrait s'expliquer par l'intensité des radiations solaires qui montre la même évolution durant la période de janvier à mai (Fig. 3.10). Mais, le flux solaire (Qsw) baisse durant les mois d'été (juin-juillet-aout) période qui correspond au maximum de CHL-a. Durant cette période, l'augmentation de CHL-a semble plutôt associée aux vents du SO qui prédominent (la corrélation CHL-a/Vent est positive).

D'après Cushing (1962), Evans and Paslow(1985) et Yentsch (1990), l'agitation de la couche supérieure, par convection et le renversement des vents ainsi l'épaisseur de la couche de mélange, constituent les principaux mécanismes de régulation de la biomasse de phytoplanctons. D'autres travaux tels que Tang et *al.* (2003), Ruan et *al*. (2001), Roegner et *al*. (2002), Trainer et *al*. (2002) montrent l'action du vent sur les phytoplanctons par la remontée des eaux profondes et l'enrichissement des eaux de surface en nutriments.

3.6 Conclusions

Au terme de ce chapitre, il apparait clairement que l'atmosphère influence les variations de la SST. Cela se remarque au niveau de la covariance entre la SST et les paramètres atmosphériques d'une part, et d'autre part, avec le flux net à la surface (Qsurf). A l'échelle annuelle, deux périodes se distinguent : 1) une première période (janvier-mai) de croissance de SST induite par le

réchauffement solaire en présence des vents du NE faibles 2) une seconde période de décroissance (octobre-décembre) caractérisée par les forts vents du NE et un faible réchauffement solaire. Entre les deux, se situe la courte période d'été durant laquelle SST accuse une baisse significative, accompagnée d'une augmentation de la CHL-a. Ces deux événements concomitants semblent plutôt associés aux processus océaniques induits par les vents du SO qui prédominent durant la période d'été. L'absence de corrélation significative entre les paramètres océaniques et atmosphériques durant la période d'été conforte cette hypothèse. Afin d'examiner par quel mécanisme l'océan influence les variations de la CHL-a, et participe aussi à la baisse de la SST durant l'été, il est important d'étudier la structure thermique et biogéochimique de la colonne d'eau. Cette étude fait l'objet de la deuxième partie du manuscrit (chapitres 4 et 5).

DEUXIEME PARTIE

CHAPITRE 4 : **Variations verticales des paramètres physiques et biogéochimiques**

Sommaires

4.1 Introduction…….…....99
4.2 Matériels et méthodes……..……...100
4.3 Résultats…….…106
4.3.1 Température…….....107
4.3.2 Salinité……..……...108
4.3.3 Chlorophylle *a,* oxygène dissous, nutriments ……...……110
4.3.4 Courants horizontaux…….…….113
4.3.5 Discussions et conclusions…….……121

4.1 Introduction

La couche superficielle océanique échange à la fois avec l'atmosphère et les couches inférieures de l'océan. Ces échanges gouvernent la structure verticale des propriétés physiques et biogéochimique de la colonne d'eau. Celle-ci est dite stratifiée lorsque ses propriétés physiques, notamment la température et la salinité – qui contrôlent la densité, varient en fonction de la profondeur. Dans ce cas, on distingue une couche homogène en température, en salinité et en densité : la couche de mélange (ML : mixed layer), généralement séparée des couches plus profondes par une fine couche à fort gradient thermique : la thermocline. Ainsi, la présence ou non de cette stratification ou encore la profondeur de la couche de mélange (MLD : mixed layer depth) influence les échanges de chaleur, de masse et de la quantité de mouvement, avec l'atmosphère et l'océan profond (Kraus and Businguer, 1994 ; Tomczac, 2003). Les échanges se font plus facilement quand la colonne n'est pas stratifiée (Chereskin and Roemmich 1991 ; Talley 1999). La structure de la colonne d'eau ainsi que sa stabilité varient dans le temps, en fonction du forçage thermique, du flux turbulent et des processus convectifs.

Nous avons étudié dans le chapitre 2 les variations spatio-temporelles de la SST et de la concentration de la chlorophylle *a* (CHL-*a*) et nous en avons isolé les principales structures. L'analyse de leur covariance avec les paramètres atmosphériques et le calcul des flux de chaleur à la surface de la mer (chapitre 3) ont montré que les variations annuelles de la SST sont en grande partie gouvernées par le flux net de chaleur à la surface (Qsurf). Cependant, quoique Q_{surf} reproduise les variations annuelles de SST, il existe des périodes, notamment en juillet-aout, durant lesquelles les deux séries sont très peu corrélées. En outre, les flux à la surface n'expliquent pas tous les modes de variabilité observés telles que les anomalies négatives de la SST qui se forment à l'ouest du golfe. Ces anomalies sont concomitantes avec l'augmentation de CHL-a dans les eaux du large. Or, l'analyse en composante principale à l'échelle intra-saisonnière a révélé plusieurs modes de variabilité pour la période d'été. Cela laisse à penser que durant cette période, la couche superficielle subit, en plus du forçage atmosphérique, des échanges océaniques.

Ce chapitre est donc consacré à l'étude de la structure verticale de la colonne d'eau dans le GdT et notamment durant la période de juillet-aout. Plus précisément, nous nous intéressons aux variations verticales des principaux paramètres physiques et biogéochimiques notamment la température, la salinité, la chlorophylle *a*, l'oxygène dissous et les nutriments. Tout au long de ce chapitre, nous essayons de répondre aux questions suivantes : Comment est structurée la couche superficielle

durant la période d'été ? Comment évolue-t-elle dans le temps et dans l'espace ? Quel impact cette évolution a-t-elle sur les distributions surfaciques de la SST et de la CHL-a ?

La caractérisation de la structure verticale de la colonne d'eau se fonde en grande partie sur ses propriétés physiques. Selon les paramètres utilisés, cette caractérisation peut se faire de plusieurs façons. Notre approche est basée essentiellement sur l'analyse des profils verticaux de paramètres physiques et biogéochimiques.

Nous exposons dans la première section du chapitre les méthodes utilisées pour définir et caractériser les différentes composantes de la structure verticale de la colonne d'eau. La deuxième section est consacrée aux résultats émergents de l'examen des profils verticaux. Dans la troisième section nous discutons les résultats pour en tirer les principales conclusions.

4.2 Matériels et Méthodes

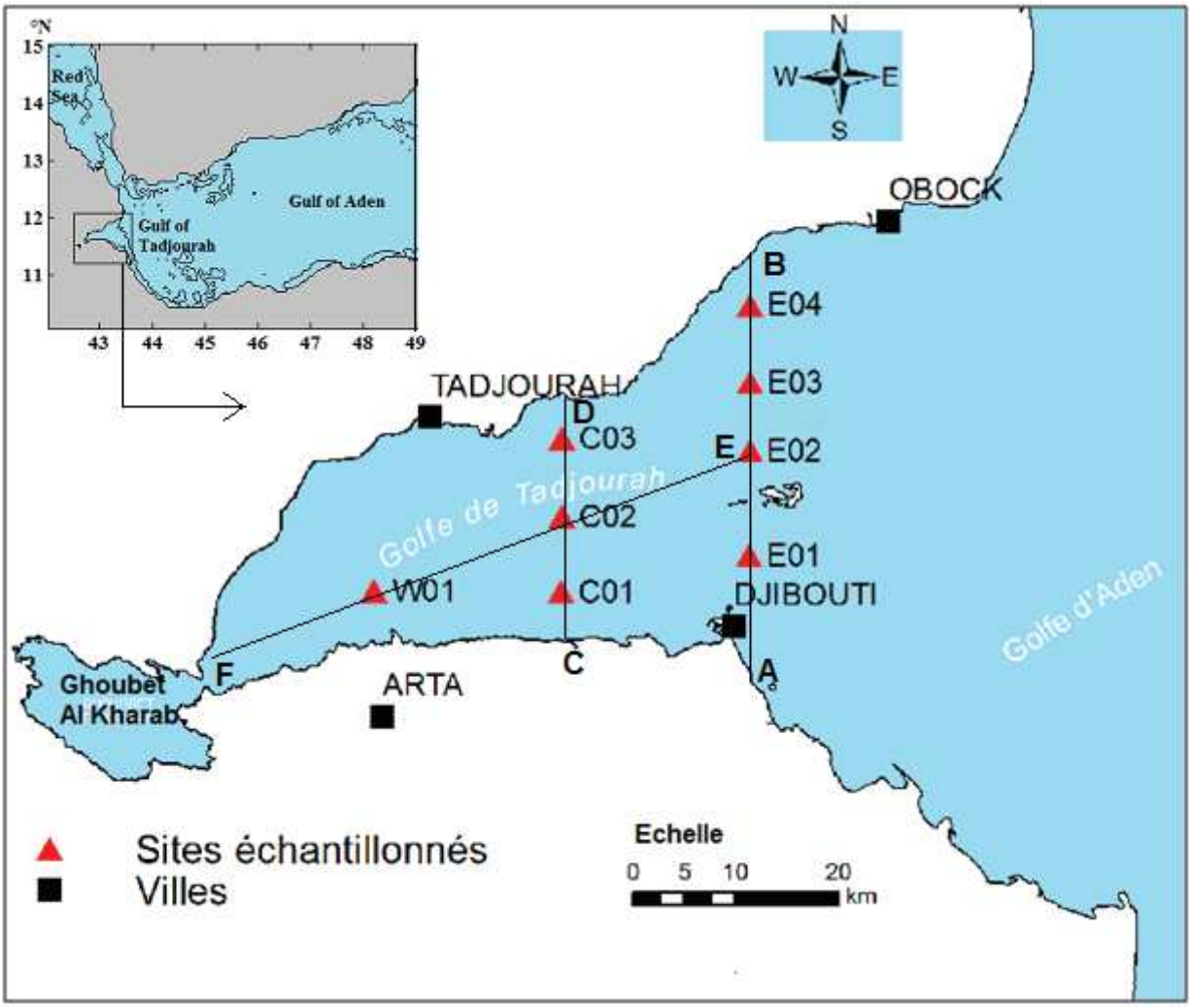
Comme précisé dans l'introduction, l'une des contraintes à notre investigation, qui a justifié le recours aux données satellites de surface, fut la rareté de données *in situ*. La colonne d'eau dans le Golfe de Tadjourah, ainsi que sa structure verticale, n'ont fait l'objet que de très peu d'études. On y trouve tout au moins quelques données très anciennes issues des navires de recherche passagers notamment Friedjtof Nansen (Myklevoll, 1982) ou des études réalisées dans des programmes internationaux tels que REDSOX (Red Sea Outflow Experiment). Ces quelques profils qui concernant la partie plus à l'est du golfe (voir chapitre 1, Fig. 1.10 et Fig. 1.11), ne permettent pas d'avoir une idée précise de la structure de la colonne. Ceci nous a amené à entreprendre des campagnes de mesures *in situ* dans la zone d'étude. Dans ce qui suit, nous présentons les méthodes et les matériels utilisés lors de ces campagnes.

4.2.1 Choix des sites de mesures

Les huit stations de mesure ont été localisées de telle sorte qu'elles couvrent l'ensemble des zones d'intérêt particulier où les anomalies de la SST et de la CHL-a ont été observées (chapitre 2). Aussi, elles devaient s'aligner suivant les directions est-ouest et nord-sud pour analyser les gradients spatiaux. Ainsi, les quatre stations à l'est du golfe (E01, E02, E03 et E04), sont alignées sur la même longitude de 43°10'N et forment la section AB. Les trois stations au centre du golfe (C01, C02, C03) sont alignées suivant la direction nord-sud sur la longitude de 43°00'N et constituent la section CD. La station située à l'ouest (W01) est alignée suivant la direction est/sud-ouest avec les

stations E02 et C02 et forment la section longitudinale EF (Fig. 4.1). Ces stations ont été localisées et enregistrées à l'aide d'un GPS (Global Position System).

Figure 4.1 : Carte schématique du Golfe de Tadjourah montrant les positions des stations de mesures. A l'est, les quatre stations (E01, E02, E03, E04) ; au centre les trois stations (C01, C02, C03) et à l'ouest, la station W01. La station E01 est située sur le plateau continental peu profond (30 m), les autres stations sont situées en zones plus profondes (voir bathymétrie, fig.1.10).



4.2.2 Matériels utilisés et dispositif expérimental

A chaque station, l'analyse de la structure verticale de la colonne d'eau a été réalisée à l'aide de deux sondes multiparamètres (Seaguard et EXO2), et des prélèvements d'eau à l'aide d'une bouteille Niskin tous les 10 m. La sonde Seaguard est équipée d'un courantomètre à effet Doppler (Acoustic Doppler Current Profiler ADCP) et de quatre capteurs secondaires (température, conductivité, turbidité, fluorescence). Le courantomètre envoie un faisceau multifréquence suivant le plan perpendiculaire à l'axe vertical passant par le centre de l'instrument. Ainsi, il mesure les

courants horizontaux le long de la verticale, par déplacement en fréquence du signal réfléchi sur des particules en mouvement dans l'eau. La direction du courant est déterminée par rapport au plan de ce faisceau et suivant les axes nord-sud (Y : méridien) et est-ouest (X : zonal). Ceci donne les composantes zonale et méridienne du courant marin. Muni d'une boussole, le courantomètre dispose également d'un système de correction lorsque l'instrument s'incline par rapport à l'axe vertical.

La sonde EXO2 mesure 6 paramètres (température, conductivité (salinité), fluorescence (CHL-a), Oxygène dissous, matières organiques dissoutes et algues bleu-vert). La mesure de ces paramètres est basée sur des principes physiques et électrochimiques. Le tableau 16 présente les caractéristiques de la sonde EXO2 ainsi que des paramètres mesurés.

Tableau 4.1 : Caractéristiques des paramètres (température, conductivité, fluorescence et oxygène dissous) : les incertitudes, les gammes de mesures et les précisons sur les valeurs mesurées par la sonde multiparamètre EXO2.

Paramètres	Capteur	Incertitude	Précision
Température	Thermistance	±0.01°C (-5 – 35°C) ±0.05°C (35 – 50°C)	0.001°C
Conductivité/Salinité	Conductimètre (4-électrodes nickel)	±0.001 mS/s(0 – 100 mS/cm) ±1% (100 – 200 mS/cm)	0.0001 mS/s
Chlorophylle a (fluorimètre)	Fluorimètre Optique	Absoption : 470 ±15 nm Emission : 685 ±20nm	0.09 µg/l
Oxygène dissous	Capteur optique de luminescence	±0.1 mg/l(0 – 20 mg/l) ±5%(20 – 50 mg/l)	0.01 mg/l

4.2.3 Procédés de mesures

4.2.3.1 Mesures directes à l'aide des sondes

A chaque station, la sonde attachée à une corde graduée est descendue verticalement à l'aide d'une poulie jusqu'à la profondeur prédéfinie (voir annexe B pour le protocole et matériels utilisés). La sonde continue à enregistrer les données à la descente et à la remontée. Ceci permet d'avoir au moins deux profils pour chaque paramètre à chaque immersion. Les mauvaises conditions météorologiques qui prévalaient durant la campagne peuvent éventuellement impacter les mesures.

Ces éventuelles erreurs de mesure sont prises en considération lors de contrôle/qualité des données et aussi dans les calculs de différentes variables (par ex. MLD). Elles sont évaluées en comparant les données de deux ou plusieurs profils à la même station (Annexe D, tableau 1).

4.2.3.2 Prélèvements et mesures des nutriments

Les échantillons d'eau de mer sont prélevés à l'aide d'une bouteille Niskin. Attachée à une corde graduée, celle-ci est descendue (ouverte) jusqu'à une profondeur prédéfinie. La fermeture est déclenchée depuis le bord, à l'aide d'un messager. La bouteille est remontée et l'eau prélevée est d'abord filtrée sur place à l'aide des microfiltres (ϕ = 45 µm). L'eau filtrée est ensuite mise dans des flacons de 250 ml et placée au froid dans la glace jusqu'à l'analyse au laboratoire. Les échantillons ont été pasteurisés à 180 °C pendant 5 heures pour éliminer les éventuelles contaminations lors des manipulations. Les analyses des silicates, des phosphates et d'ammonium ont été effectuées sur place au laboratoire de géochimie du Centre d'Etude et de Recherche de Djibouti (CERD).

Le protocole de prélèvement et les méthodes chimiques d'analyse des nutriments sont détaillés dans le manuel (Aminot et Kéroual, 2006). Le dosage des nutriments a été réalisé par la méthode calorimétrique. Les concentrations de chaque élément sont déterminées par rapport aux courbes étalons obtenues par dilution. Des "blancs filtres" et des "blancs eaux" prélevées dans les mêmes conditions que les échantillons ont été utilisés pour corriger les éventuelles contaminations lors de la manipulation.

4.2.4 Données

Deux types de données sont utilisées : les données collectées à l'aide des sondes multiparamètres sur les paramètres physiques (température, salinité, concentration de la chlorophylle *a*, oxygène dissous) et les données sur les nutriments obtenues à l'aide des prélèvements des échantillons d'eau lors des campagnes.

Ces données, collectées sur les huit stations, ont d'abord fait l'objet de contrôle/qualité. Ainsi, les profils obtenus à la même station sont comparés et leur variance (écart-type) déterminée. Les valeurs extrêmes dépassant 3 fois l'écart type par rapport à la moyenne des valeurs des profils à la même station ont été systématiquement supprimées. Les irrégularités lors de la descente ou la remontée de la sonde repérées sur les profils de la profondeur ont été éliminées. Un lissage par la moyenne mobile, tous les cinq points, a été appliqué à toutes les données.

4.2.5 Méthodes d'analyse

4.2.5.1 La couche de mélange (MLD)

La couche de mélange ou couche mélangée est définie par rapport aux propriétés physiques (température, salinité, densité). Elle est déterminée à l'aide des profils verticaux et correspond à la zone où les propriétés restent homogènes à un certain degré et durant un certain temps, entre la surface et une certaine profondeur. Cette profondeur est désignée par "profondeur de la couche de mélange" (Mixed layer depth : MLD), (Brainerd and Gregg, 1995). On trouve dans la littérature plusieurs méthodes d'estimation de MLD à partir des profils verticaux (Thompson, 1976 ; Miller, 1976 ; Price et *al*. 1986 ; Wagner, 1996 ; Sprintall and Tomaczak, 1992, Monterey and Levitus 1997 ; Kara, 2000). Toutes ces méthodes se fondent sur des critères différents, basés sur des valeurs seuils préétablies – différence de la température ou du gradient thermique ou encore de la densité entre la surface et la base de la couche de mélange (Lukas et Lindstrom 1991). Montégut et *al*. (2004) ont fait la synthèse des critères utilisés pour déterminer la MLD par différentes études et ont conclu qu'elles sont toutes arbitraires et conduisent à des valeurs variables suivant les zones géographiques. D'autres méthodes analytiques comme la méthode de fractionnement et de fusionnement (*split and merge method*) ou la méthode de courbure (*curvature method*) ont été introduites par Thompson et Fine (2003) et Lorbacher (2006). Plus récemment, Chu et Fan (2011) ont proposé une série de nouvelles méthodes objectives de détermination de MLD notamment la méthode d'angle maximum et la méthode (MAM) d'ajustement linéaire optimal. Ces méthodes présentent l'avantage de ne fixer aucune valeur seuil *à priori*. Elles introduisent cependant des erreurs statistiques liées aux nombre de points considérés et à l'ajustement par la régression linéaire.

Dans cette étude, nous avons utilisé trois méthodes différentes pour déterminer la MLD. La méthode du gradient moyen (MGM) est d'abord utilisée pour délimiter les différentes structures thermiques de la colonne d'eau. Cette méthode consiste à calculer le gradient à partir du profil vertical des gradients de la température $G_T(z)$ à chaque point calculé suivant l'équation (4. 1). Comme c'est la couche de mélange et la thermocline qui nous intéresse particulièrement, la moyenne est calculée entre la surface et la profondeur Z*l* (4.2). Celle-ci est estimée à partir de la profondeur théorique de la thermocline (Zth).

$$\boldsymbol{G_T(z) = (T_{k+1} - T_k) / (z_{k+1} - z_k)} \qquad \textbf{(4.1)}$$

$k = 2, \ldots\ldots n - 1$

$Z_{th}(T_{th}) = Z(\frac{T_{max}-T_{min}}{2})$; $Z_l = 2*Z_{th}$; **(4.2)**

Ainsi, le gradient moyen ($\overline{Gr}$) est calculé entre la surface et la profondeur et *Zl*. Le $\overline{Gr}$ est utilisé comme valeur seuil pour délimiter la couche de mélange et la thermocline. La zone avec un gradient inférieur à $\overline{Gr}$ est considérée comme la couche de mélange. La profondeur à partir de laquelle le gradient dépasse $\overline{Gr}$ est la limite supérieure de la thermocline (Zsup). La zone de renforcement de la thermocline correspond à la profondeur où $\boldsymbol{G_T(z)}$ est maximal.

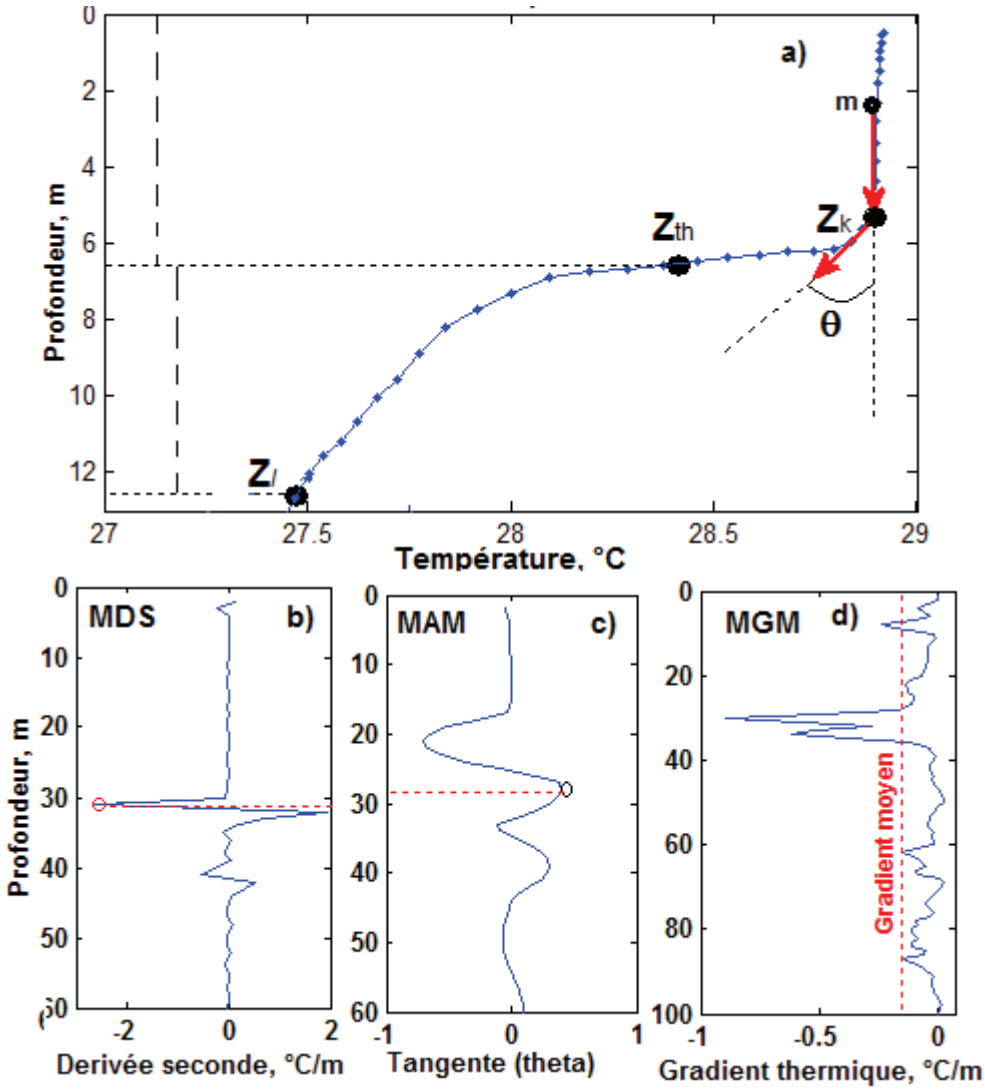
Cette méthode de gradient moyen est complétée par les méthodes objectives notamment la méthode d'angle maximum (Chu and Fan, 2011b) et la méthode de courbure principale basée sur la dérivée seconde (MDS), (voir Larbacher, 2006). Ces deux méthodes permettent de suivre le long du profil de température ou de densité, l'évolution de la pente et donc du point d'inflexion de la courbe qui marque le changement de propriété dans la colonne d'eau. La méthode de dérivée seconde permet de détecter le point de la courbure principale, où la dérivée seconde ($\frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$) passe par un minimum (ou maximum dans le cas de la densité). Ce point marque le changement du gradient.

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{1}{(z_{k+1}-z_k)}\left(\frac{T_{k+1}-T_k}{z_{k+1}-z_k} - \frac{T_k-T_{k-1}}{z_k-z_{k-1}}\right) \quad \textbf{(4.3)}$$

$$\frac{\partial^2 \rho}{\partial z^2} = \frac{1}{(z_{k+1}-z_k)}\left(\frac{\rho_{k+1}-T_k}{z_{k+1}-z_k} - \frac{\rho_k-\rho_{k-1}}{z_k-z_{k-1}}\right) \quad \textbf{(4.4)}$$

En revanche, la méthode d'angle maximum (**MAM**) est fondée sur l'ajustement linéaire des données le long du profil. Le premier vecteur V1, orienté vers le bas à partir du point m, est construit par régression linéaire. Le deuxième vecteur V2, orienté vers le bas aussi, et construit à partir du même nombre de points juste après le premier. L'angle formé entre les deux vecteurs (θ) varie en fonction de la forme du profil. Cet angle devient maximal au point de la courbure. La couche de mélange correspond à la zone à température quasi constante où les deux vecteurs se trouvent sur la même droite. Les détails de ces deux méthodes ainsi que les tests de performance par rapport aux méthodes préexistantes sont exposés dans Chu and Fan (2010b). Le schéma de la figure 4.2 ci-après illustre le procédé de détermination de la MLD par les trois méthodes : MAM, MDS et MGM.

Figure 4.2 : En haut, schéma illustrant les méthodes d'angle maximum et de gradient moyen (a). En bas, schéma montrant la détermination de la profondeur de la couche de mélange à partir des profils de la température en utilisant les trois méthodes : méthode de dérivée seconde (b), la méthode d'angle maximum (c) et la méthode du gradient moyen



4.3 Résultats

Les détails sur les profils verticaux de gradients de température et de densité ainsi que l'analyse des variances à chaque station, sont présentées à l'annexe II, A tableau 1. Nous présentons dans cette partie, pour chaque paramètre, les profils verticaux obtenus lors de la première immersion.

4.3.1. Température

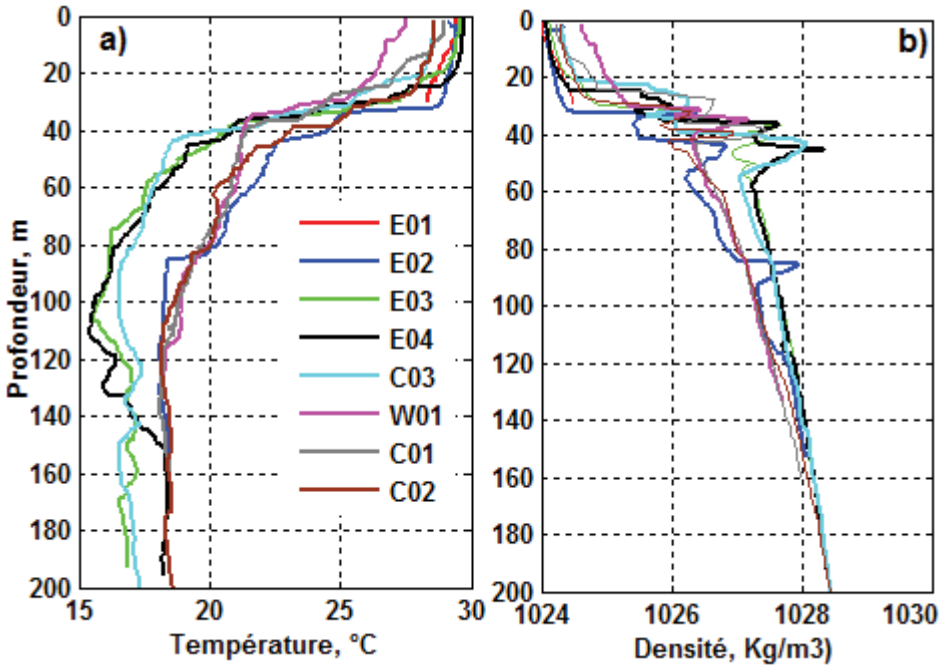


Figure 4.3 : Profils verticaux de la température (a) et de la densité (b) entre la surface et 200 m, réalisés en juillet-aout 2013 sur les huit stations de mesures dans le Golfe de Tadjourah.

La figure 4.3-*a* montre les variations verticales de la température sur les huit stations de mesure. On constate qu'à la surface, la température diffère entre les stations. Elle varie de 27.5°C à la station W01 (Ouest) à 30°C aux stations E03 et E04 (Est). A remarquer ici que la température de l'eau est plus basse à l'ouest qu'à l'est (écart de 2.5°C), comme nous en avions observé sur les cartes de distribution de la SST obtenues à partir des données satellites. Cette différence de température s'observe aussi entre les stations d'est et celles du centre. Verticalement, les profils révèlent trois zones principales : une zone avec une faible décroissance comprise entre la surface et 20-30 m environ, suivie d'une à forte décroissance s'étendant sur une dizaine de mètres de profondeur et une zone plus profonde à décroissance modérée à quasi constante. Les deux premières zones s'apparentent respectivement à la couche de mélange (ML : Mixed layer) et à la thermocline. Notons déjà, les différences entre les stations dans ces deux premières zones.

En outre, à partir de 40 à 45 m, les profils verticaux de la température évoluent différemment suivant les stations. On note une différence de température d'environ 3°C entre les stations E03, E04 et C03 et les stations E02, C01, C02 et W01. Cet écart de la température profonde est maximal entre 50 et 100 m de profondeur. A partir de 100 m, on observe une inversion du gradient thermique au niveau des stations E03, E04 et C03. A remarquer aussi que les profils de la densité présentent les mêmes structures ci-dessus décrites à quelques différences près. Ces diffèrent seront discutées en comparaison avec les profils de la salinité.

Afin de caractériser les deux premières zones (la ML et la thermocline) et déterminer leurs profondeurs respectives, la méthode de gradient moyen (MGM), complétée par la méthode de la dérivée seconde (MDS) et la méthode d'anglais maximum (MAM) ont été appliquées aux profils de température et de la densité. Les valeurs moyennes, issues de trois méthodes, sont présentées au tableau 4.2 (voir les détails à l'annexe B). Les profils de température et de densité sont quasi identiques dans les 30 premiers mètres.

La profondeur de la couche de mélange (MLD) est estimée à partir de la couche à température homogène (H_T). Les valeurs H_T varient au sein d'une même station mais aussi entre les stations. Les résultats de trois méthodes montrent que l'épaisseur de la couche de mélange (H_T) est plus réduite à l'ouest (station W01) et au sud (station C01) du golfe.

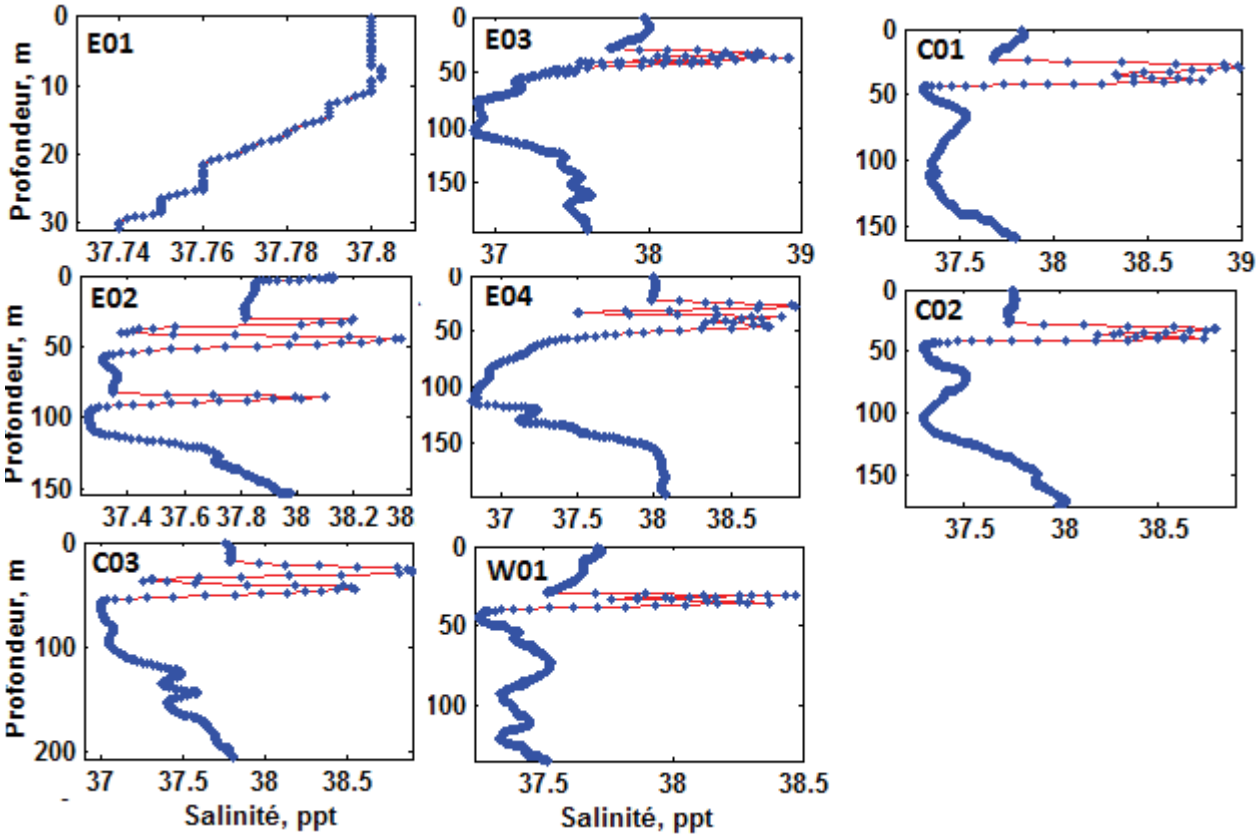
Tableau 4.2 : Profondeur de la couche de mélange ($\boldsymbol{H_T}$) estimée par les trois méthodes : méthode de la dérivée seconde, méthode d'angle maximum et méthode de gradient moyen ainsi que les limites supérieure et inférieure de la thermocline sur les 8 stations de mesures.

STATIONS	**Gradient moyen (°C/m)**	**H_T (m)**			**Thermocline**	
		SDM	**MAM**	**GRM**	**Grmax (m)**	***Zl* (m)**
E01	-0.04	**5.7**	**5.7**	**5.7**	-	-
E02	-0.13	29.7	29.6	29.6	31.80	44.20
E03	-0.18	15.6	16.3	15.4	34.30	40.50
E04	-0.17	24.8	21.0	20.6	32.60	44.40
C01	-0.12	**10.0**	**6.0**	**6.9**	38	43.10
C02	-0.11	25.8	25.8	25.10	41	47.90
C03	-0.16	16.6	23.3	16.30	33.7	38.70
W01	-0.10	**13.7**	**13.2**	**11.60**	32	35.20
Moyenne	-0.12	17.7	17.6	16.4	34.7	42

4.3.2 Salinité

Comme pour la température et à l'exception de la station E01, les profils verticaux de la salinité révèlent trois principales zones (Fig. 4.4). Ces zones s'identifient à la couche de mélange (salinité constante), la thermocline (forte variation de la salinité) et à la zone de subsurface (légère augmentation de la salinité).

Figure 4.3 : Evolution verticale de la salinité observée en juillet-aout 2013 sur les 8 stations de mesure dans le Golfe de Tadjourah, entre la surface et 200 m de profondeur.



La zone à salinité homogène (isohaline) varie suivant les stations. Elle est plus réduite sur les stations localisées proches des côtes (C01 et E04) et beaucoup plus épaisse sur les stations du large. La zone de la thermocline (30 et 60 m) se démarque par une variabilité très importante de la salinité avec une forte augmentation atteignant jusqu'à 39 ppt sur certaines stations. Le pic de la salinité réapparait à la station E02 à 80 m. Sur toute les stations, on note une augmentation de la salinité à partir de 100 m. A la station E01, la salinité reste constante jusqu'à 7 m et décroit en paliers jusqu'à 31 m. La zone à plus forte salinité se situe dans la zone de la thermocline. Cette zone est absente à la station E01 (Fig. 4.4). Le tableau 4.3 montre les variations de l'épaisseur de la couche à forte salinité sur les sept stations.

En profondeur, on observe comme pour la température, une augmentation de la salinité à partir de 100 m. L'augmentation de la salinité en profondeur est plus prononcée sur les stations localisées au nord et au nord-est (E02, E03, E04, C03) que sur les stations d'ouest et du sud (W01, C01).

Tableau 4.3 : La profondeur de la zone à forte salinité sur les huit station de mesures (estimée graphiquement à partir des profils verticaux de la salinité, fig. 4.4).

Stations	couche à forte salinité (m)
E01	-
E02	37,82-55,16
E03	37,74-47,14
E04	21,81-58,88
C01	23,00-42,00
C02	37,73-42,96
C03	37,79-55,79
W01	37,51-40,15

4.3.3 Evolution verticale de la Chlorophylle a (CHL-a), de l'oxygène dissous (OD) et des nutriments

Les profils de CHL-a (Fig. 4.5-a, b) révèlent aussi, à l'exception de la station E01, une structure en trois couches. Les concentrations de CHL-a restent faibles proche de la surface et augmentent en moyenne à partir de 20 m et atteignent les valeurs maximales à des profondeurs différentes. Ces maximums de CHL-a que l'on observe à toutes les stations (excepté E01), correspondent au maximum profond de la chlorophylle (MPC). Le tableau 4.4, présente les valeurs moyennes de la profondeur de MPC obtenues à partir de deux profils verticaux à chaque station.

Il apparait que le MPC présente la même tendance que la MLD et la thermocline. Leurs positions varient d'une station à l'autre ; ils sont particulièrement plus proches de la surface au niveau des stations C01 et W01 qui présentent les plus fortes concentrations de CHL-a, respectivement 7.3 µg/ml et 4,6 µg/ml à 12.7 m et 17.5 m de profondeur.

Tableau 4.4 : profondeurs du maximum de la concentration de la chlorophylle *a* sur les 8 stations de mesure.

Stations	**CHL-a max (µg/L)**	**Profondeur**
E02	2.2	33.6
E03	2.9	21.2
E04	2.7	25.7
C02	1.8	30.5
C03	2.5	35.4
C01	7.3	12.7
W01	4.6	17.5

Afin d'examiner les liens entre la MLD, la profondeur du gradient thermique maximal (thermocline) et MPC, nous avons analysé les corrélations croisées en utilisant les données de 14 profils (voir annexe). Comme le montre le tableau 4.5, la corrélation est significative entre la profondeur du MPC et la MLD. Il existe également une corrélation significative entre les valeurs maximales de la chlorophylle et les profondeurs du maximum de gradient thermique. La profondeur du maximum profond de de la chlorophylle varie presque linéairement avec la MLD (Fig. 4.6). A remarquer que le MPC se situe au-dessus du maximum de gradient de la température sur la plupart des stations.

Tableau 4.6 : Tableau de corrélation de corrélation croisée entre le maximum profond de la chlorophylle (MPC), la MLD et la profondeur du maximum du gradient thermique

	MPC (m)	**MLD (m)**	**PMGr(thermocline)**
MPC (m)	1	0.7 (0.53)	0.41 (0.53)
MLD		1	4.1(0.53)
PMGr(thermocline)			1

L'évolution verticale de l'oxygène dissous (OD) est illustrée à la figure 4.5-c. A la surface, la teneur en OD varie de 5.56 mg/l à la station E01 à un maximum de 6.04 mg/l à la station C03. Verticalement, elle reste quasi constante jusqu'à une vingtaine de mètres et décroit fortement dans la zone de la thermocline (30-60 m). Sous la thermocline, l'OD décroit légèrement, augmente entre 100 et 150 m puis devient constant. Ce profil de variation est très similaire au profil de variation de la température (voir Fig. 4.3-a). Pour savoir si les variations verticales de l'OD est tributaire des conditions abiotiques (température, salinité, etc.) ou bien de l'activité biologique, nous avons calculé l'utilisation apparente de l'oxygène. (Apparent Oxygen Utilisation : AOU) qui correspond à la différence entre la saturation de l'oxygène et l'oxygène mesuré.

$$\text{AOU} = OD_{saturation} - OD_{mesuré} \quad \textbf{(4.4)}$$

L'AOU est négative à la surface mais devient rapidement positive sous la surface et jusque 200 m. Cela indique que la teneur est en sous-saturation et l'AOU augmente en fonction de la profondeur. Cette augmentation est importante entre 20 et 40 m de profondeur. L'AOU augmente légèrement à partir de 40 m et devient constante à 120 m de profondeur.

Figure 4.5 : Evolution verticale de la concentration de la chlorophylle *a* (a), de la teneur en oxygène dissous mesuré (c), la saturation en oxygène dissous (d) ; l'utilisation apparente de l'oxygène (b). Campagne de mesures *in situ* dans le Golfe de Tadjourah, juillet-aout 2013

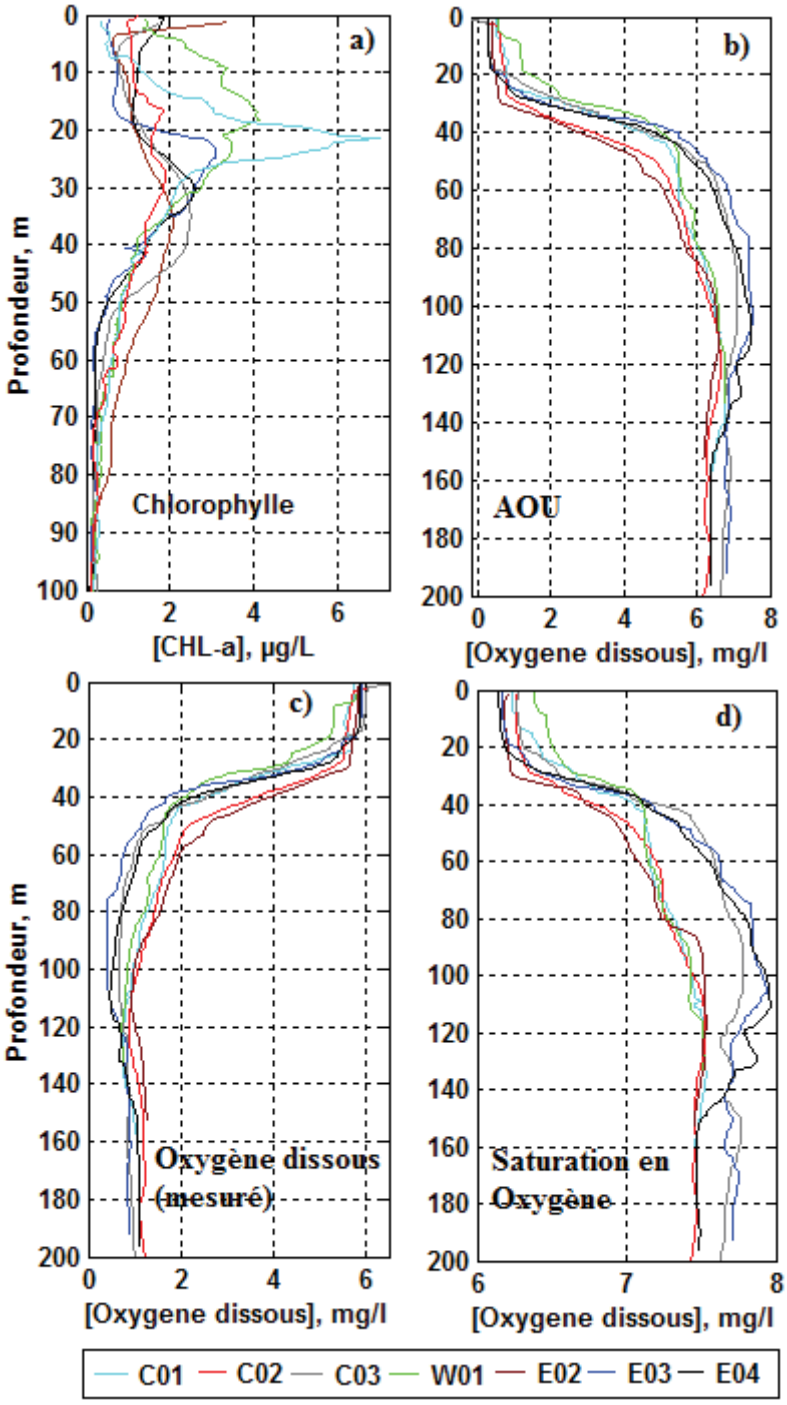
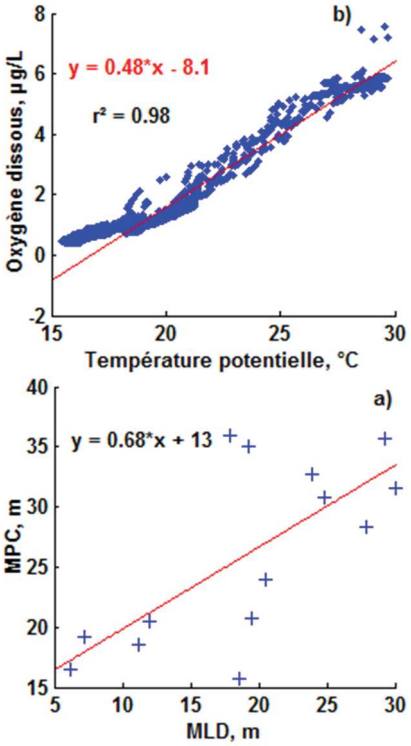


Figure 4.6 : Droite de régression linéaire entre le maximum profond de la chlorophylle et l'épaisseur de la couche de mélange (gauche) ; l'oxygène dissous et la température potentielle (droite).



La courbe de régression linéaire entre l'oxygène dissous mesuré et la température potentielle montre une corrélation significative et un coefficient de détermination élevé, $r^2 = 0.98$ (Fig. 4.6).

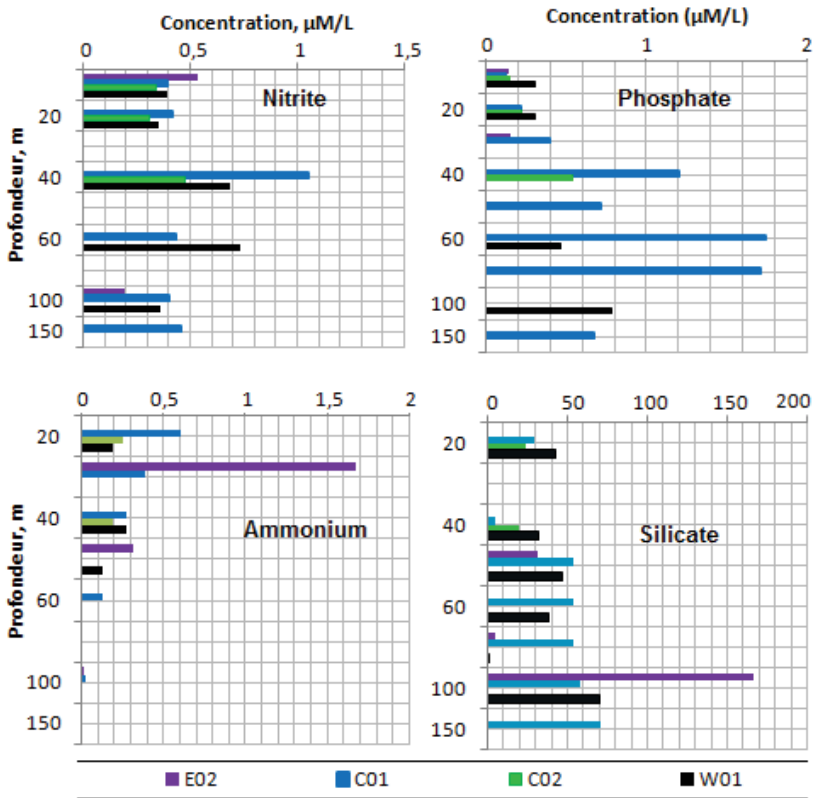


Figure 4.7 : Variation verticale de la teneur en nutriments (phosphate, Nitrite, ammonium et silicate) en fonction de la profondeur sur les stations échantillonnés en juillet (E02, C01, C02 et w01).

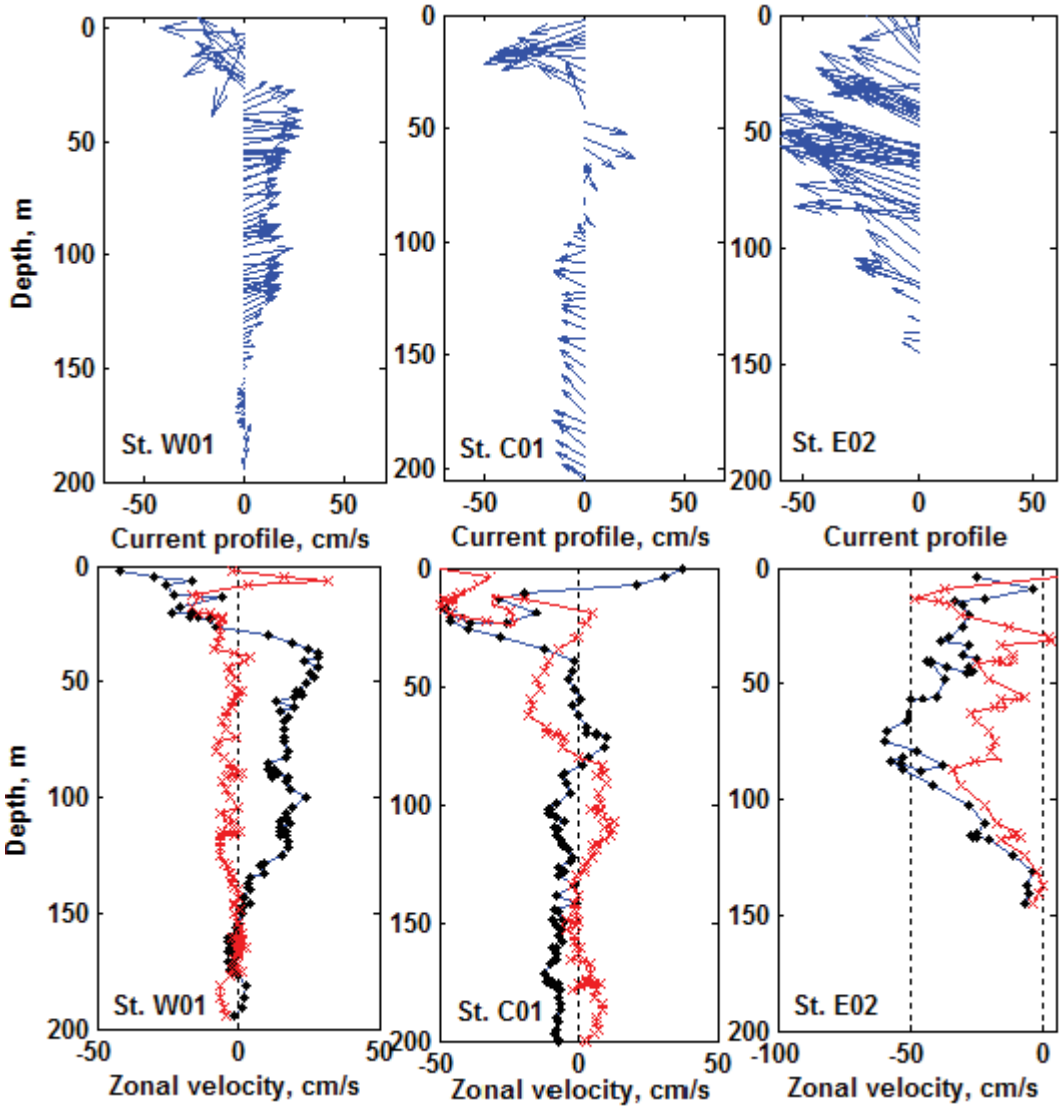
Les mesures des concentrations en nutriment réalisées sur les échantillons d'eau prélevés entre 10 et 150 m de profondeur, sur les quatre stations (C01, C02, W01 et E02) sont présentées à la figure 4.7. Les phosphates et les nitrites sont en forte concentration entre 40 et 60-80 m de profondeur. Les silicates sont plus fortes concentrations entre 40 et 150 m. Par contre, l'ammonium est plus élevée dans les 30 premiers mètres. Sa teneur est particulièrement élevée à la station E02. Il faut noter cependant qu'en raison des difficultés techniques, les mesures des nitrates - un nutriment important pour la croissance des phytoplanctons - n'ont pas pu être réalisées.

4.3.5 Profils verticaux des courants horizontaux

Les profils verticaux des courants horizontaux sont mesurés aux stations E01, E02, C01 et W01. Le vecteur donnant la direction du courant a été obtenu à partir des valeurs des composantes zonale et méridienne (fonction *quiver* du Matlab). La figure 4.7 présente les composantes zonale et méridienne ainsi les profils verticaux de courants horizontaux. A la station E02, les courants sont orientés vers l'ouest et semblent dépendre que de la composante zonale. Celle-ci reste négative entre 4 m et 150 m, atteint un maximum de 0.5 m/s à 50 m de profondeur et devient faible à 145 m (-4 cm/s). En revanche, aux stations C01 et W01, les deux composantes changent de signes. A la station W01, les courants ont deux directions principales : vers l'ouest dans les 20 m sous la surface

et vers l'est entre 20 et 150 m. La même tendance s'observe à la station C01 mais à la différence, on observe des courants vers l'ouest entre 100 et 200 m de profondeur.

Figure 4.8 : Profils de courants *in situ* aux stations E01, E02, C01 et W01, déduits des composantes zonale (bleu) et méridienne (rouge). Les vecteurs sont obtenus par la fonction quiver du matlab.



Il est important de préciser qu'il s'agit ici des courants instantanés «bruts» pouvant inclure les ondes internes et les courants de marées. Le manque de données sur ces types de courants n'ont pas permis de filtrer les courants mesurés. Cependant, d'après la littérature, il apparait que les courants de marées sont généralement très faibles dans le Golfe d'Aden et sont souvent masqués par d'autres types de courants tels que l'advection, la géostrophie, etc., (National geospatial intelligence Agency, 2006). Dans la partie sud du Golfe d'Aden, les courants de marée sont de l'ordre de 0.05 m/s et ne dépassent pas 0.1 m/s (Madah, 2015). La comparaison avec les courants de dérive

d'Ekman et les courants géostrophiques dans les sections suivantes nous permettra peut-être, d'apprécier qualitativement l'influence des courants des marées sur les courants mesurés.

4.3.6 Transport de la chaleur et de sels

Nous venons de voir que la direction et l'intensité des courants mesurés en juillet 2013 varient suivant les sites à l'intérieur du golfe. Ces mouvements d'eau devraient s'accompagner des transports de chaleur et de sels. En vue d'analyser l'influence de ces courants sur la distribution verticale et horizontale de la température et de la salinité, nous avons estimé les transports en intégrant entre 4 m et 150 m, le produit des flux de chaleur et de flux de sels par la composante méridienne. Ces transports représentent le flux d'énergie (en joules) et de sels (en kg/m2) à travers la section est-ouest (W01-E02).

Entre deux stations distantes de L, le transport de la chaleur et de sels, induit par le courant et à travers la section (S = dl × dz) est donné par :

Transport de chaleur = $\iint \rho \times Cp \times T_z \times V_z \times \mathrm{dz} \times \mathrm{d}l)$ **(4.5)**

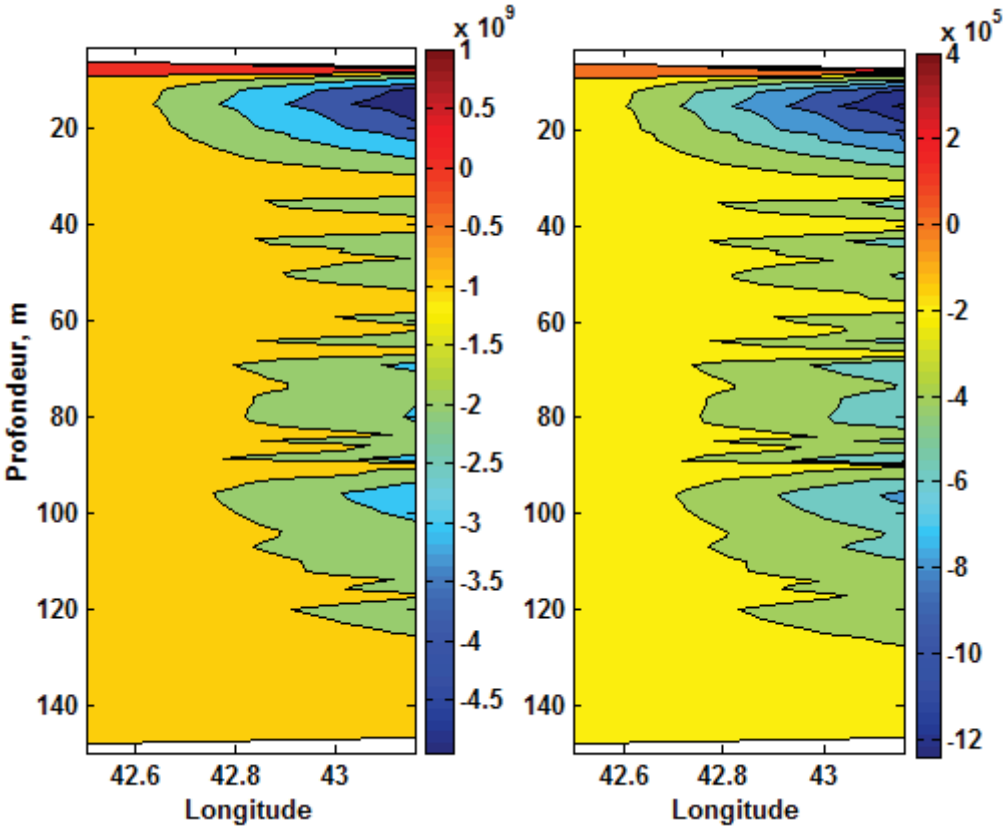
Transport de sel = $\iint \rho S_z \times V_z \times \mathrm{dz} \times dl)$ **(4.6)**

V_z ; composante méridienne perpendiculaire à la section est-ouest (m/s) ; Cp ; capacité spécifique (3985 J/kg/°C ; et ρ la densité (1025 kg/m3), T en °C.

La figure 4.9 montre qu'à l'exception d'une fine couche superficielle (en rouge), les transports de chaleur et de sels se font du nord vers le sud sur toute la profondeur (150 m). L'intensité du transport est importante à l'est et s'atténue à l'ouest. Verticalement, les flux de chaleur et de sels sont plus importants dans les 20 premiers sous la surface.

Les processus qui génèrent les courants observés demeurent cependant inconnus. Ces courants sont-ils générés par les vents de surface ? Résultent-ils de la différence de pressions horizontales ? Dans les sections suivantes, nous comparons les courants mesurés aux courants de dérives d'Ekman et à ceux induits par les différences de pression (courants géostrophiques).

Figure 4.9 : Transports de chaleur (a) et de sels (b). Ces transports sont estimés en intégrant le produit de la chaleur (ρ×Cp×Tz) et de sels (Sz) par le vecteur courant (U) à travers la section est-ouest (LxD)**.**



4.3.7 Courants d'Ekman

Les courants de dérive d'Ekman résultent de l'énergie cinétique transférée à la surface océanique par la friction du vent. Ce transfert d'énergie cinétique ne dépend que de la tension du vent à la surface (τ). Celle-ci est estimée à partir de la vitesse du vent (4.7 et 4.8).

$$\tau_x = \rho \times Cd \times U \times \|U\| \; ; \qquad \textbf{(4.7)}$$

$$\tau_y = \rho \times Cd \times V \times \|V\| ; \qquad \textbf{(4.8)}$$

τ_x et τ_y : composantes zonale et mérodienne de la tension du vent (N/m²) ; U et V sont les composantes zonale et méridienne de la vitesse du vent à 10 m, ρ : densité de l'air (kg/m3); Cd : coefficient de trainée, d'après Elken and *al*. 2011.

La tension du vent exercée sur la surface océanique entraine un déplacement des eaux dans la direction du vent. Les mouvements de la parcelle d'eau déplacée sont soumis à la force de Coriolis. En négligeant les forces dues aux marées et les différences de pression horizontales (océan homogène), les variations des composantes zonale et méridienne du courant d'Ekman s'écrivent :

$$\frac{\partial u}{\partial t} = uf + A_z \frac{\partial^2 u}{dz^2} = 0 \quad \textbf{(4.9)}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = - v f + A_z \frac{d^2 v}{dz^2} \quad 0 \quad \textbf{(4.10)}$$

f = 2×Ω×sinus(φ) : paramètre de Coriolis ; φ : latitude ; Az coefficient de diffusion de viscosité (considéré constant suivant la verticale).

Les solutions des équations 4.9 et 4.10 donnent pour les composantes zonale u et méridienne v les expressions présentées en (4.11) et (4.12). Les deux composantes sont déviées de 45° vers la droite dans l'hémisphère nord et de 45° vers la gauche dans l'hémisphère sud. D'après Pont et Pickard (1983).

$$u = \frac{\tau_x}{\rho_0\sqrt{Az\times f}}\sin(\pi/4) + \frac{\tau_y}{\rho_0\sqrt{Az\times f}}\cos(\pi/4) \quad \textbf{(4.11)}$$

$$v = -\frac{\tau_x}{\rho_0\sqrt{Az\times f}}\cos(\pi/4) + \frac{\tau_y}{\rho_0\sqrt{Az\times f}}\sin(\pi/4) \quad \textbf{(4.12)}$$

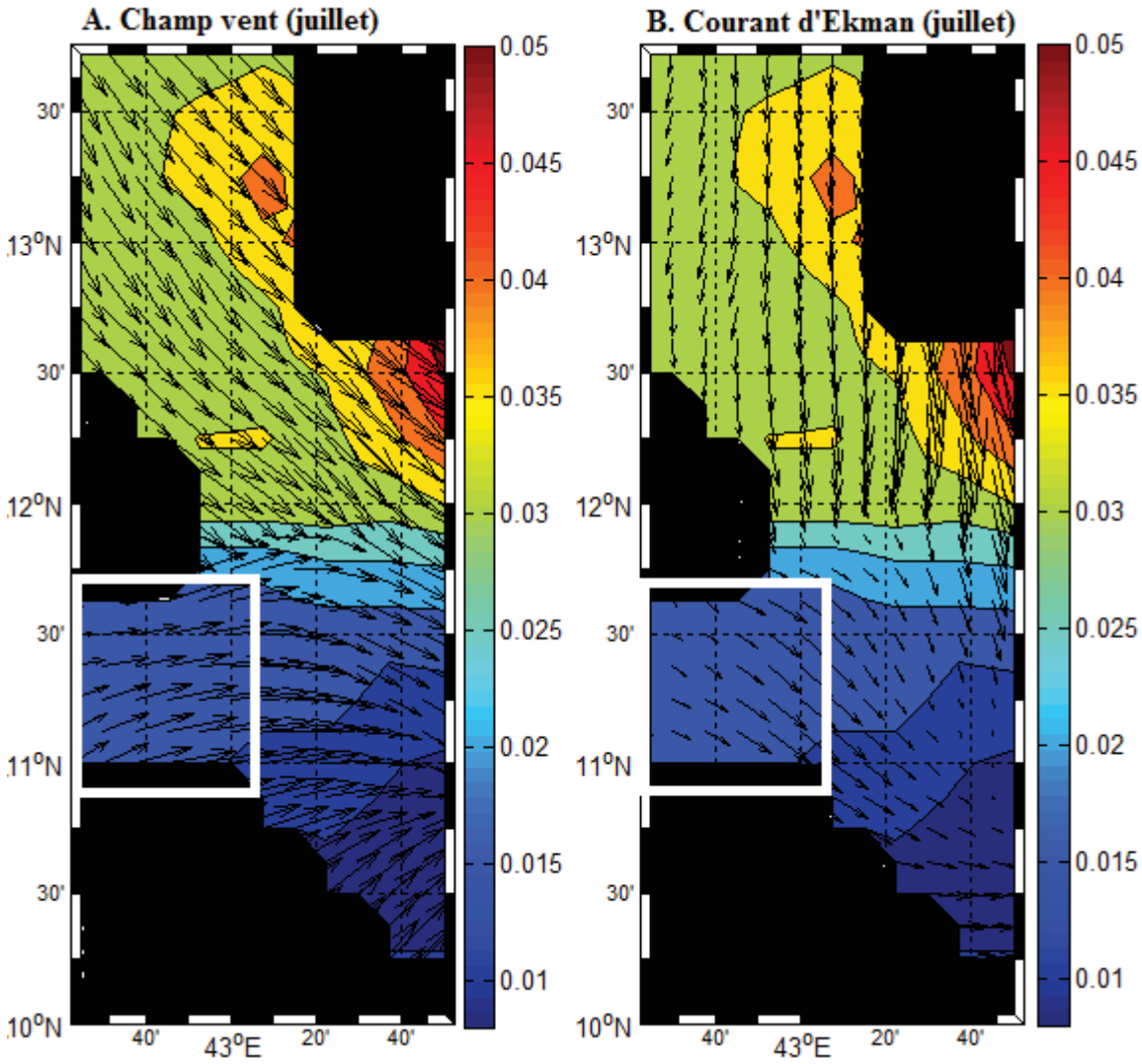
La figure 4.10 montre les courants d'Ekman déduits de la tension du vent suivant les équations théoriques 4.11 et 4.12, avec f = 2Ωsin(φ) ≈ 4π×sin(0.2)/86400 = 3 ×10^{-5} pour φ = π/16 ~0.2 rad et le coefficient de diffusion de viscosité Az = 10^{-2} m²/s². Au niveau du Golfe de Tadjourah, ces courants ont une vitesse moyenne de 0.02 à 0.05 m/s et sont orientés du nord-ouest vers le sud-est durant le mois de juillet (fig. 4.10). Notons que l'intensité du courant d'Ekman est inférieure à celle des courants mesurés sur les quatre stations (Fig.4.8).

4.3.7.1 *Variation verticale et détermination de l'épaisseur de la couche d'Ekman*

La vitesse du courant d'Ekman est maximale à la surface (V0) mais baisse en fonction de la profondeur (z), au fur et à mesure qu'il est dévié d'un angle α vers la droite dans l'hémisphère nord (4.12, 4.13). L'épaisseur de la couche d'Ekman est théoriquement définie par la profondeur à laquelle ce courant prend une direction opposé à celle du vent qui l'a généré (α = π). D'après la théorie d'Ekman, la vitesse du courant à la surface peut être exprimée en fonction de la tension du vent :

$$V0 = \frac{\tau}{\sqrt{\rho_0{}^2\times Az\times f}}$$

Figure 4.10 : Direction du vent moyen (A) et du courant d'Ekman (B), supperposés à la tension du vent durant le mois de juillet (Les données sur le champ vent sont de résolution spatiale de 1/8° et proviennent des ré-analysis ECMF). La zone délimitée couvre le sud de la Mer Rouge, l'ouest du Golfe d'Aden et le Golfe de Tadjourah (zone encadrée)



Pour $\tau = \rho \times Cd \times (U_0)^2$ et $h = \sqrt{\frac{2\pi^2 Az}{f}}$; on en déduit une formule empirique donnant l'épaisseur de la couche d'Ekman (h) à partir de la vitesse du vent à 10 m de la surface et de la latitude (Ralph and Niiler, 2000).

$$h = \frac{7.6}{\sqrt{\sin(|\varphi|)}} \times U_{10} \qquad \textbf{(4.13)}$$

En utilisant cette formule empirique, et pour φ = 0.2 rad, et U_{10} = 1.7 m/s (juillet), l'épaisseur de la couche d'Ekman est estimée à : ***h = 29 m.*** Le vent du sud-ouest qui prédomine durant le mois de juillet avec une vitesse moyenne de 1.7 m/s induirait le déplacement d'eau suivant la spirale

d'Ekman s'étendant sur environ 29 m de profondeur. Cette profondeur théoriquement estimé est dans le même ordre de grandeur que la MLD observé durant le mois de juillet.

4.3.8 Les courants géostrophiques

Le courant géostrophique est lié à la différence de hauteur d'eau entre deux points séparés par une distance L. Il est dirigé de la haute pression (la plus grande hauteur d'eau) vers la basse pression (la plus faible hauteur d'eau). Mais, du fait de la déviation par la force de Coriolis, le flux d'eau généré devient perpendiculaire à la pente des isobares. En l'absence d'accélération et en négligeant les forces de frottement et les forces générant les marées, les gradients de pressions horizontaux sont uniquement équilibrés par la force de Coriolis et les équations de mouvement s'écrivent :

$$\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} = fv \qquad \Rightarrow \mathbf{v} = \frac{1}{\rho f}\frac{\partial p}{\partial x} \tag{4.14}$$

$$\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y} = -fu \qquad \Rightarrow \mathbf{u} = -\frac{1}{\rho f}\frac{\partial p}{\partial y} \tag{4.15}$$

<u>Détermination du courant géostrophique par la méthode dynamique</u>

Les mesures directes des gradients de pression étant délicates à réaliser, les courants géostrophiques sont généralement estimés à partir des données hydrologiques notamment la température et la salinité. Ainsi, à chaque point, connaissant la température et la salinité, il est possible de calculer en utilisant l'équation hydrostatique, la masse volumique et en déduire la pression de l'eau au-dessus. Autrement dit, le poids de la parcelle d'eau située au-dessus du point à la pression P1 (ou de l'isobare P1) est estimé en intégrant verticalement la masse volumique ρ entre la pression P1 et la pression de référence P0.

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \Rightarrow \partial z = \frac{\partial p}{-\rho g}$$

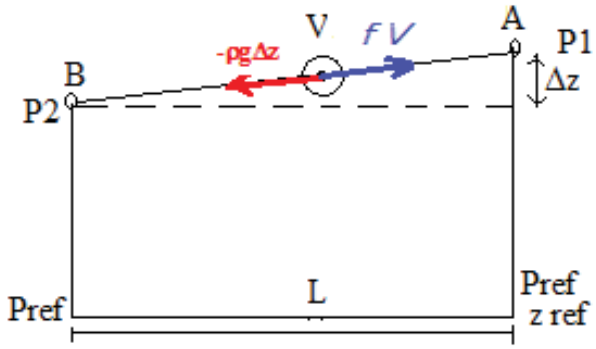
Cependant pour le calcul dynamique, on utilise plutôt le produit ($\mathbf{g} \times \partial z$), appelé distance géopotentielle (Φ) ou hauteur dynamique.

$\Phi 1 = -\frac{dp}{\rho} = -\alpha\, dp = \int_{p0}^{p1} \alpha(P1, S1, T1)$; or $\alpha = \alpha(P, 35, 0) + \delta(S1, T1)$

$\Phi 2 = -\frac{dp}{\rho} = -\alpha\, dp = \int_{p0}^{p2} \alpha(P2, S2, T2)$; or $\alpha = \alpha(P, 35, 0) + \delta(S2, T2)$

$U = -\frac{\Delta\Phi}{\Delta\Phi} = -\frac{1}{fL}\left\{ \int_{p0}^{p2} \delta 2(P2, S2, T2) - \int_{p0}^{p1} \delta 1(P1, S1, T1) \right)\right\}$, P en pascal ; δ en m²/s² ;

Figure 4.11 : Schéma illustrant le procédé de calcul du courant géostrophique entre deux stations séparées par une distance L, et par rapport à pression de référence Pref (tiré de Fieux, 2010).

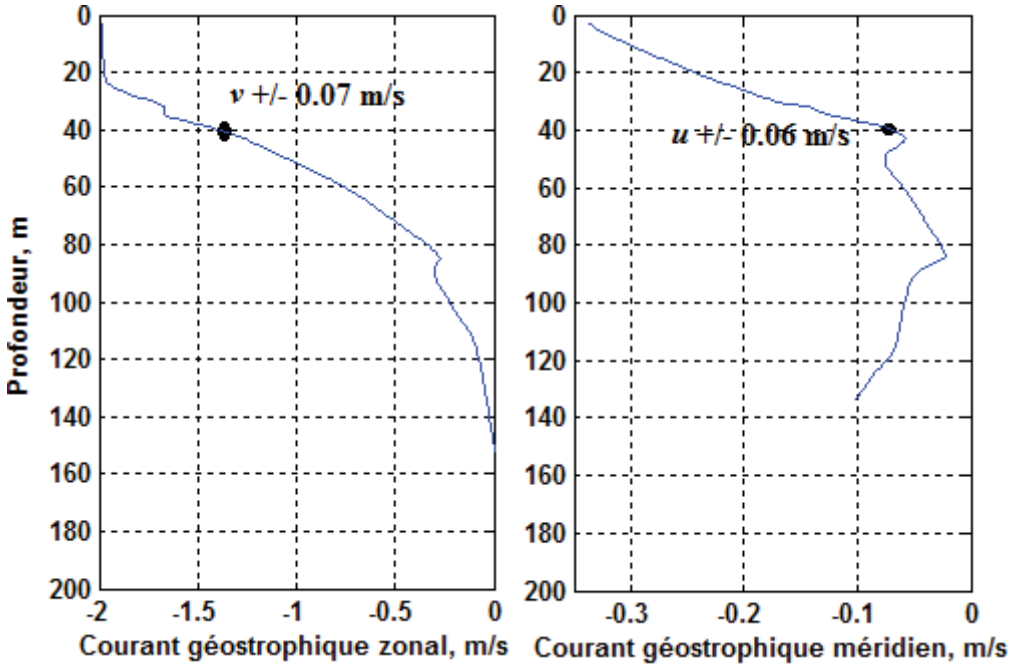


Entre les deux stations A et B distant de L, le courant géostrophique est estimé par :

$$U = \frac{1}{fL}\{\Phi(B) - \Phi(A)\} \quad \textbf{(4.19)}$$

Nous avons choisi les stations E02 et E04 pour l'estimation du courant géostrophique zonal et E02 et W01, pour le courant méridien. La profondeur de 150 m a été choisie comme le niveau de référence. Les courants mesurés sont les plus faibles à cette profondeur (la moyenne de courants sur les trois stations est de l'ordre de 8.3 cm/s). Cette valeur moyenne permettra d'ajuster, à posteriori, les courants géostrophiques relatifs estimés par rapport au niveau de référence.

Figure 4.12 : Profils verticaux des courants géostrophiques : courant zonal (a) et courants méridien (b) . Des ajustements à chaque niveau sont réalisés en tenant compte des courants mesurés à la pression de référence (150 m).



Ainsi, à chaque station les distances géopotentielles sont calculées suivant l'expression 4.19. Les volumes massiques sont calculés à partir de la température potentielle, de la salinité et de la

pression. La force f de Colioris à la latitude 11.47-11.49 est estimée à : 3×10^{-5} ; Les distances entre les stations à : L(E04-E02) = 11300 m ; L(E02-EW01) = 40100 m.

Les composantes zonale et méridienne (Fig. 4.13-a,b) sont négatives entre la surface et 30 m. Les deux composantes sont positives entre 30 et 140 m. Il faut noter que ces courants sont relatifs par rapport au niveau de référence pris à 150 m où les courants sont supposés nuls. En réalité, à ce niveau, les courants sont faibles mais différents de zéro. Cela se remarque notamment sur la composante méridienne qui présente des valeurs de 0.1 m proche de la profondeur de référence (150 m). La moyenne des courants zonaux et méridionaux mesurés à cette profondeur donne respectivement les valeurs de -0.07 m/s et -0.06. De ce fait, les composantes zonale et méridienne sont ajustées à chaque niveau de profondeur en ajoutant ces valeurs moyennes.

4.4 Discussion et conclusions

Nous avons étudié dans ce chapitre la structure verticale de la colonne (0-200) d'eau à travers l'examen des données collectées en juillet-aout sur 8 stations de mesure dans le Golfe de Tadjourah. Les principaux résultats qui en découlent révèlent que cette colonne d'eau présente une structure thermohaline et biogéochimique en trois couches bien distinctes. Cette structure apparait presque sur toutes les stations de mesures mais varient sensiblement d'une zone à l'autre.

Variation spatiale de la MLD

Les différences de la MLD observées entre certaines stations dépassent largement l'erreur type moyenne ($\frac{\sigma}{\sqrt{N}} \approx 2.3$ m) et la variance due aux méthodes utilisées (0.2 m). Ces valeurs sont estimées sur l'ensemble des profils réalisés durant la période de juillet-aout (voir tableau annexe B). Ceci montre que les variations de la MLD sont statistiquement significatives et présentent une signification physique.

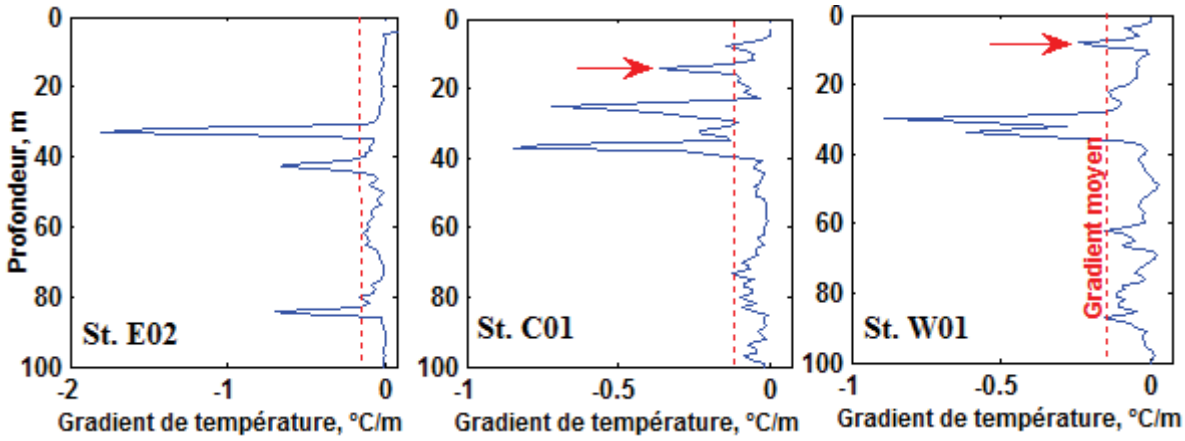
Quels processus physiques seraient à l'origine de variations spatiales de la MLD ?

La couche de mélange se constitue par l'homogénéisation des propriétés de température et de salinité. Les variations de ces paramètres modifient la couche de mélange et par conséquent la MLD. Les variations de la température et de la densité sont analysées le long des profils verticaux par deux méthodes objectives de détermination de la MLD : la méthode de la dérivée seconde (MDS) et la méthode de maximum d'angle. Chu and Fan, (2011), considèrent le minimum de la dérivée ou l'angle maximal (θ) formé entre deux vecteurs formés sur le profil vertical de la

température. Ce minimum ou ce maximum correspond au changement de la température. Cela ne s'applique pas à nos données car celles-ci présentent plusieurs changements (courbures) dans la couche de mélange, dans la thermocline et aussi dans la zone plus profonde. Par conséquent, nous n'avons considéré, dans cette étude, que le premier minimum de la dérivée seconde et le premier maximum de l'angle θ. Ceci permet de détecter les premiers changements de propriétés de la température et/ou de la densité et de déterminer la profondeur de la couche de mélange réellement homogène. En outre, la comparaison avec la méthode du gradient moyen utilisé comme seuil de distinction entre la couche de mélange et la thermocline, nous a permis de confronter les résultats issus des méthodes MDS et de MAM. Ainsi, nous avons mis en évidence l'apparition des changements de gradients de la température dès les 10 premiers m sous la surface aux stations C01 et W01. Ces changements de gradient de la température n'apparaissent qu'à partir de 25 à 30 m sur d'autres stations (voir Fig.4.14 ci-après).

A première vue, il semble peu probable que les variations locales des gradients de la température à petite échelle résultent des flux de chaleur à la surface. Ces flux air-mer ont généralement une distribution zonale et agissent à plus grande échelle spatiale. Or, l'analyse de la covariance (chapitre 3) nous a montré que durant la courte période d'été, la SST n'est pas corrélée avec les paramètres atmosphériques.

Figure 4.13 : Profils verticaux de gradient de la température sur les stations E03 (Est), C01 (centre sud) et W01 (ouest). Noter que le gradient augmente dans la zone proche de la surface sur les station C01 et W01 alors qu'à la station E02, le changement de gradient thermique ne s'observe qu'à 30 m de profondeur.



Les échanges avec l'atmosphère tendraient plutôt à faire diminuer ou à rendre le gradient thermique positif, compte tenu des conditions météorologiques qui prévalent à cette période (réchauffement solaire, vent chaud et sec, température de l'air élevée). Le fort gradient de température observé sous la surface ne pourrait être induit que par les eaux de subsurface plus

froides. Nous développerons plus loin le mécanisme par lequel, les eaux de la thermocline interagissent avec les eaux de la couche de mélange ou même avec les eaux de surface.

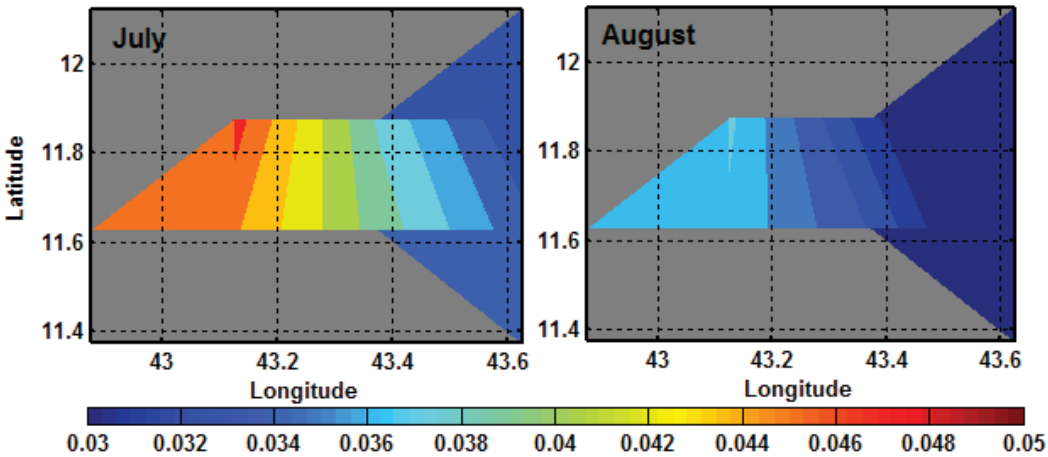
Le maximum profond de la chlorophylle (MPC)

Comme la MLD, la profondeur du maximum profond de la chlorophylle (MPC) varie d'une station à l'autre. L'amplitude du maximum de la chlorophylle est particulière forte et, plus proche de la surface sur les stations W01 et C01 (Fig. 4.5, tableau 4.4). La MLD et MPC présentent une évolution spatiale similaire : les stations où la MLD est la plus réduite présente le MPC le plus élevé et proche de la surface. Cela explique la corrélation significative entre les deux paramètres (Fig. 4.6). A noter que les maximums de la chlorophylle se situent dans la couche de mélange, bien au-dessus du maximum de gradient de la température qui est plus profond – zone de renforcement de la thermocline (tableau 4.4). Cela peut s'expliquer par la dépendance du MPC à la lumière.

Comment le subsurface influence la MLD et le MPC ?

L'examen de courants d'Ekman pour le mois de juillet montre des flux d'eau de surface vers le sud-est. Ces courants de surface sont induits par les vents du sud-ouest plus intenses à l'ouest notamment durant le mois de juillet (Fig. 4.14). Ils provoquent le départ d'eau du Golfe de Tadjourah vers le Golfe d'Aden et créent ainsi un déficit d'eau notamment à l'ouest.

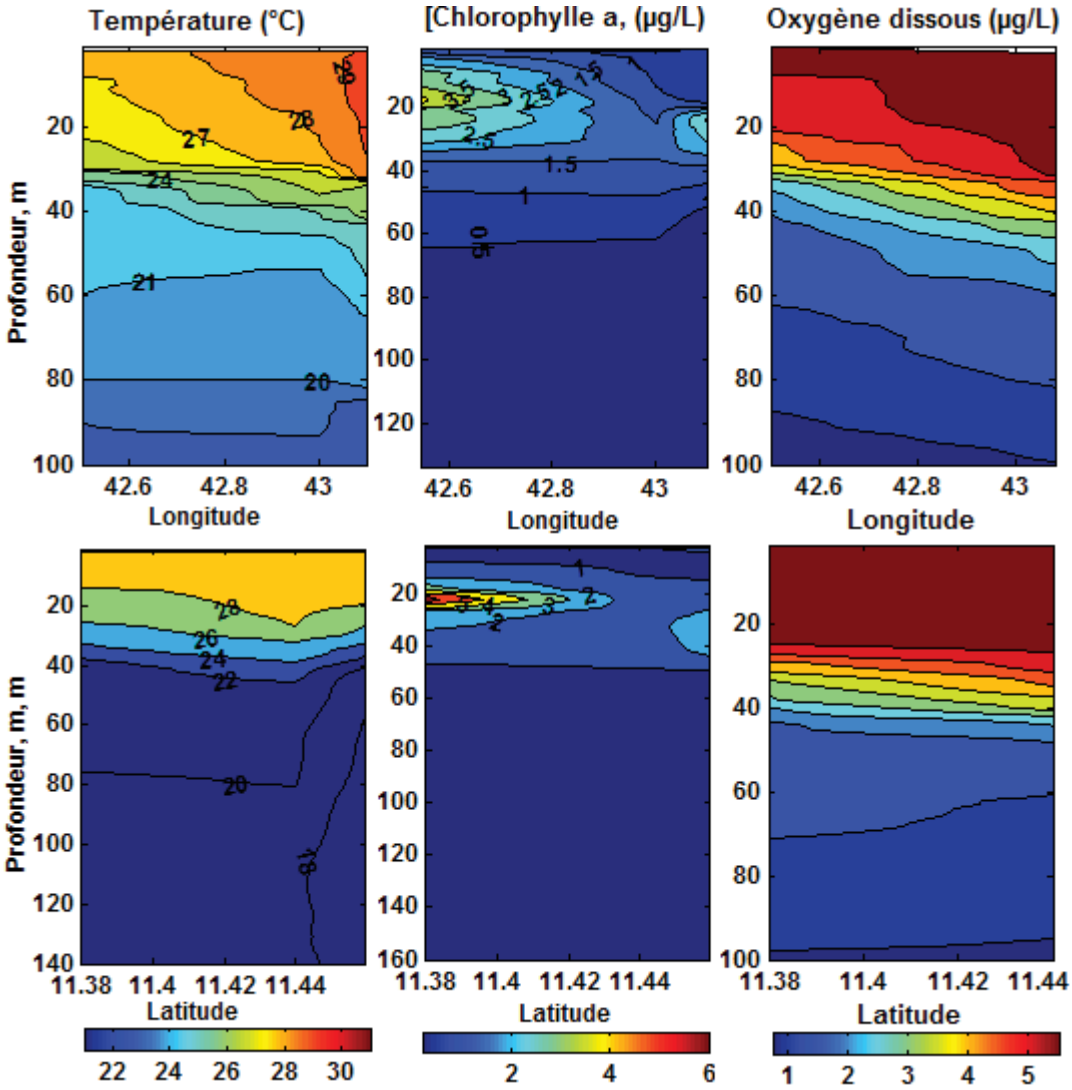
Figure 4.14 : Champ de la tension du vent sur le Golfe de Tadjourah (Données Seawind, Ifremer/cersat, 0.25°×0.25° interpolées sur une grille de 0.125°×0.125).



Le principe de la conservation de la masse implique que ce déficit soit compensé par les eaux de subsurface. Or, les profils des courants *in situ* mesurés en juillet et les courants géostrophiques relatives estimés à partir des données de température et de salinité, révèlent la présence d'un sous-courant portant vers l'ouest. Celui-ci est particulièrement fort à l'est entre les stations E02 et E04, notamment à 50 m où il atteint un maximum de 0.5 m/s. On retrouve ce courant zonal portant vers

l'ouest à la station W01 où il est plutôt orienté vers la surface indiquant ainsi une remontée des eaux de la thermocline (voir le sens des flèches Fig. 4.8-a). Cette remontée est représentée par l'isotherme 28°C, inclinée vers l'est et qui atteint la surface. En outre, les faibles concentrations en oxygène dissous proche de la surface à l'ouest, est aussi une signature des eaux profondes de la thermocline (section oxygène dissous, Fig. 4.16). Les sections est-ouest et nord-sud de la chlorophylle indiquent également des patchs qui s'étendent sur 40 m de profondeur avec un maximum à 20 m à l'ouest et au sud. La remontée des eaux froides à l'ouest et les patchs de la chlorophylle qui apparaissent uniquement sur ces deux stations semblent étroitement liés.

Figure 4.15 : Sections est-ouest (haut) et nord-sud (bas) de la température (gauche), de la chlorophylle a (centre), oxygène dissous (droite)



Les fortes concentrations de la chlorophylle proviennent donc des blooms phytoplanctonique provoqués par les eaux de la thermocline riches en nutriments dans la zone éclairée proche de la

surface. Les profils des nutriments révèlent des concentrations assez importantes entre la surface et 100 m de profondeur.

Les structures thermohalines et biogéochimiques de la colonne d'eau n'étaient connu que sommairement dans le Golfe de Tadjourah. Quelques travaux réalisés dans le cadre des études écologiques mentionnaient la présence d'une thermocline saisonnière (Robineau et Rose, 1982, Myklevoll, 1982, Bouhlel, 1988 ; Obura, 1999). Robineau et Rose (1982), l'avait localisée à 80 m au mois de mars.

Myklevoll (1982) l'a située à 60 m au centre du golfe et à 85 m au nord-est du golfe (Fig. 1.2, a et b, chapitre 1). Ces travaux anciens réalisés à des périodes différentes et limités à quelques sites ne permettaient pas d'obtenir une image claire des structures thermohalines et biogéochimiques verticales. Nos résultats basés sur des nouvelles données plus quantitatives apportent un éclairage plus précis sur la provenance, les propriétés physiques et biogéochimiques des eaux de la thermocline. Plus précisément, nos résultats montrent que les eaux de la thermocline arrivent par l'advection et pénètrent le Golfe de Tadjourah par le nord-est. Elles se démarquent des eaux environnantes par une plus forte salinité et une sous-saturation en oxygène dissous.

Ces résultats viennent confirmer l'hypothèse formulée au chapitre 3, selon laquelle les structures de la SST et de la CHL-a sont influencées par les processus océaniques durant l'été. Ils mettent en exergue l'advection plus importante au nord-est et la remontée de la thermocline à l'ouest et au sud du golfe où la tension du vent du sud-ouest est la plus intense (Fig. 4.14). Dans ces deux zones, le mélange des eaux de la thermocline avec les eaux de surface, explique la baisse de la SST et l'augmentation de CHL-a.

Ces structures observées sont-elles permanentes ou évolue t-elles dans le temps ? Les processus décrits (advection au nord-est et remontée à l'ouest) qui les génèrent évoluent-elles aussi ? Dans le chapitre suivant, nous abordons l'évolution annuelle des structures thermohalines et biogéochmiques.

CHAPITRE 5 : Evolution saisonnière de la structure verticale de la colonne dans le Golfe de Tadjourah

Sommaires

5.1 Introduction……..……..…127
5.2 Méthodes d'étude……..127
5.3 Résultats……..…129
5.4 Discussion…….……..150

5.1 Introduction

Dans l'océan stable, la colonne d'eau est structurée en couches de densité différentes ; les eaux plus légères flottant sur les eaux plus denses (Levitus et *al*, 2000). A l'état d'équilibre statique, le mélange entre les couches d'eau se fait préférentiellement le long des isopycnes, ce qui nécessite peu d'énergie (Fieux, 2010). Néanmoins, sous l'effet des échanges de chaleur et de la quantité de mouvement, cet équilibre subit des perturbations. L'état d'instabilité, qui demande un apport d'énergie, est souvent généré par les échanges de chaleur à la surface, le forçage par le vent, l'advection et l'upwelling/downwelling qui induisent les mouvements d'eau entre les couches (Behrenfeld *et al*. 2006).

La couche superficielle n'est que rarement stationnaire. Elle varie en fonction des conditions atmosphériques, elles-mêmes variables à l'échelle saisonnière. Le vent et les échanges de chaleur constituent les principaux paramètres qui influencent la stabilité de la couche superficielle. Ils détruisent la stratification en induisant les déplacements horizontaux et verticaux des eaux. En période de vent faible, les eaux de surface se réchauffent et la stratification se met en place. L'épaisseur de la couche de mélange varie également suivant les saisons.

Nous avons étudié la structure verticale de la colonne d'eau durant la période de juillet-aout (chapitre 4). Durant cette période, la colonne d'eau (0-200 m) se compose d'une couche de mélange (20-30 m) et d'une thermocline (30-44 m) proche de la surface, en particulier, au sud et à l'ouest du golfe. Cette structure est-elle spécifique à la période d'été ? La thermocline est-elle permanente ? Comment évolue-elle au cours de l'année ? Les processus qui régissent cette structure varient-ils également ? Les variations temporelles des structures de surface sont-elles liées aux changements dans la structure de la colonne d'eau ? Dans ce chapitre, nous abordons les variations saisonnières de la colonne d'eau. A travers une série de mesures *in situ* effectuée au niveau des mêmes stations, en septembre 2013 et en février 2014, une analyse comparative est présentée.

5.2 Méthodes d'étude

Les méthodes utilisées dans ce chapitre sont les même que celles décrites dans le chapitre précédent. L'essentiel d'analyse est basée sur l'examen des profils verticaux. En outre, dans ce chapitre, nous abordons les contenus en chaleur et en sel de la colonne d'eau (0-200 m) ainsi que leurs variations saisonnières.

Le Contenu thermique (CT)

D'après l'équation de la conservation de l'énergie, le contenu thermique de la couche supérieure se forme principalement par les flux d'énergie à travers l'interface air-mer (Flux de chaleur net à la surface) et l'énergie apportée par les transports, si l'on néglige la diffusion de chaleur (Merle, 1980).

CT = Qsurf + Q(transports) [*idem* équation 3.1, chapitre 3].

Le contenu thermique de la couche supérieure peut aussi être estimé à partir de l'intégrale du profil de températures mesurées entre la surface et une profondeur donnée z (Dijkstra, 2008).

$$\text{CT} = \int_0^z \rho \times CpT \, dz \qquad \textbf{(5.1)}$$

Ainsi, le flux de chaleur dû aux transports peut être estimé par la différence résiduelle entre le flux net de chaleur à la surface et le contenu thermique. Dans cette optique, le CT a été calculé sur les quatre stations E02, E03, E04 et W01 en intégrant l'expression (5.1) entre la surface et 200 m. Le choix de ces stations se justifie par le fait que celles-ci correspondent aux zones où nous avons relevé la présence des courants zonaux.

Quant au contenu en sels, il résulte de variations de la salinité, principalement par l'évaporation-précipitation à la surface mais aussi les apports de sels par les transports. L'équation de la conservation de la salinité s'écrit :

$$h \frac{\partial S}{\partial t} = \text{Ssurf(P-E) + S(advection) + S(flux turbulent) + S(entrainement) + S(Diffusion)} \qquad \textbf{(5.2)}$$

Comme pour la température, l'apport de sel par les transports peut être estimé par la différence entre le flux de sel à la surface et le contenu en sel. Celui-ci est calculé à partir des profils de salinité suivant l'équation (5.3)

$$\text{CS} = \int_0^z \rho_0 \times C \times S \times dz \qquad \textbf{(5.3)}$$

ρ_0 : densité de l'eau à la surface (kg/m3 ; S : salinité (ppt), C : facteur de conversion (C = 1000)

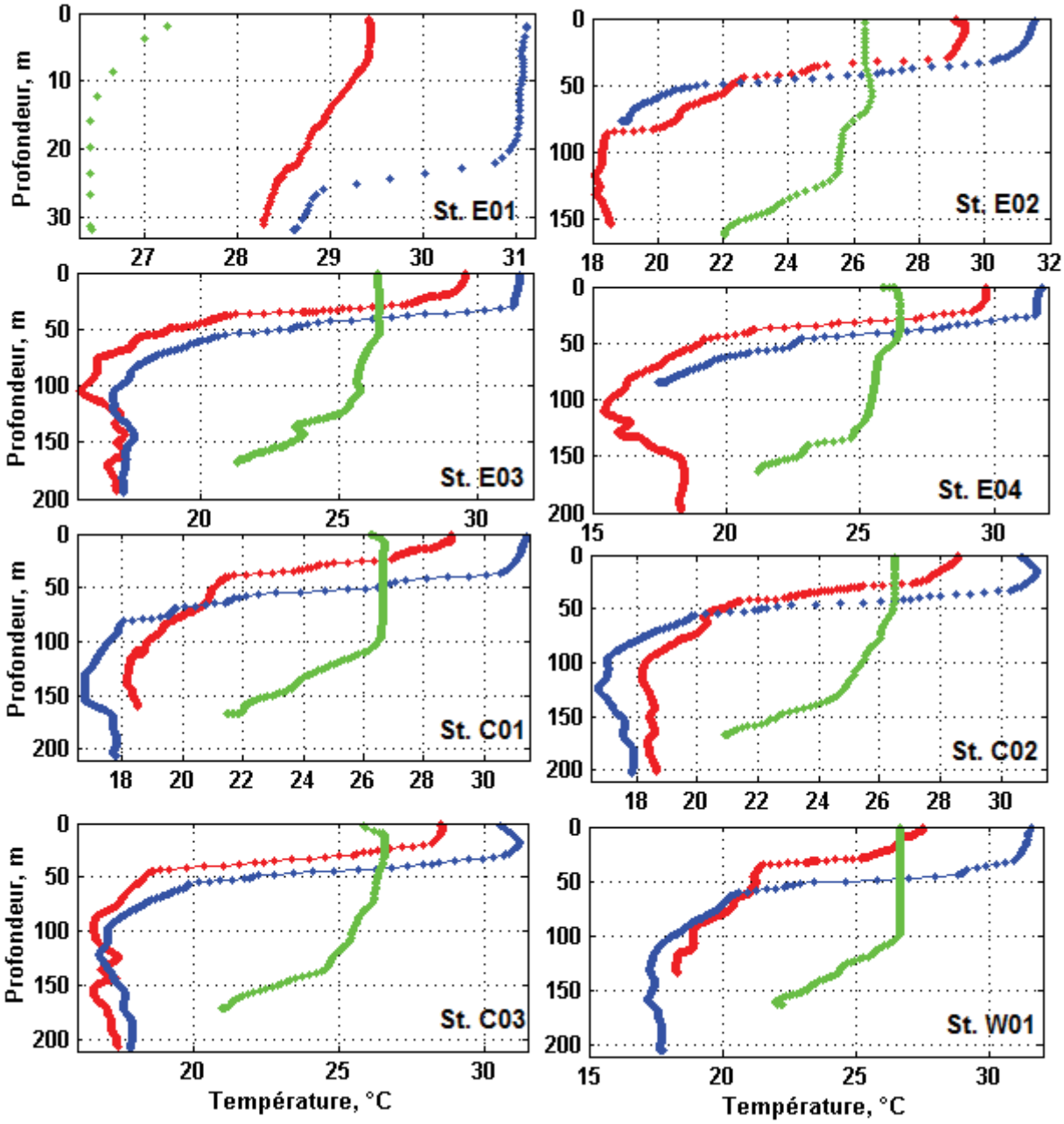
5.3 Résultats

5.3.1 Evolution saisonnière des profils verticaux et de sections

Cette section présente les résultats de deux campagnes de mesures réalisées en septembre 2013 et en février 2014. Pour chaque paramètre et à la même station, les profils verticaux sont superposés et comparés à ceux de juillet-aout présentés dans le chapitre précédent. Les sections nord-sud et est-ouest sont aussi réalisées pour analyser la variabilité spatiale.

5.3.1.1 Evolution de la structure thermique

Figure 5.1 : Profils verticaux de la température en juillet 2013 (rouge), septembre 2013 (bleu) et février 2014 (vert). A noter l'apparente différence entre juillet-aout-septembre et février.



La figure 5.1 illustre l'évolution des profils de température entre juillet-aout, septembre et février au niveau des huit stations de mesures. La température de surface varie d'une période à l'autre. Sur toutes les stations, elle a augmenté en moyenne de 4°C entre juillet-aout et septembre en passant de 28°C à 31 °C. Elle a baissé de 5°C entre septembre et février, en passant de 31°C à 26 °C. Il faut noter que l'amplitude de variation entre les deux saisons (juillet-aout-septembre et février) est d'environ 5°C, ce qui est dans l'ordre de grandeur de l'amplitude du cycle annuel de SST ($\overline{SST}$ ± 2.4°C, chapitre 2, section 3).

Verticalement, la structure thermique diffère également entre les trois périodes. Entre juillet-aout (profils en rouge) et septembre (profils en bleu), la MLD et la profondeur de la thermocline ont légèrement augmenté sur toutes les stations - l'espacement entre les points sur les profils de la température indique la thermocline (Fig. 5.1). En outre, on remarque que la thermocline apparait bien marquée en septembre au niveau de la station E01 où elle était absente en juillet-aout. En février (profils en vert), l'approfondissement de la couche de mélange s'accentue (tableau 20). La MLD passe de 31 m en septembre à 120 m en février. A remarquer que sur les profils de février, les points sont serrés, indiquant l'absence ou l'enfouissement de la thermocline dans les eaux plus froides.

Les sections de la température indiquent des variations importantes dans la structure de la colonne d'eau entre les trois périodes (Fig. 5.2). Outre l'approfondissement de la MLD, on observe que l'inclinaison des isothermes change d'une période à l'autre. En septembre, les gradients thermiques entre l'est et l'ouest ou entre le nord et sud disparaissent. L'isotherme 30 °C descend jusqu'à 38 m de profondeur, indiquant un réchauffement des eaux dans la couche de mélange (zone rouge). En dessous, les isothermes sont légèrement inclinées vers l'ouest. Le resserrement des isothermes 28°C, 26°C et 24°C est plus accentué qu'en juillet-aout, et marque la thermocline qui se situe entre 38 et 60 m de profondeur.

En février, on observe un changement radical de la structure verticale de la colonne d'eau. La zone à température constante limitée par l'isotherme 26.5°C, s'étend de la surface jusqu'à 100 m. On observe une forte inclinaison des isothermes vers l'ouest et par conséquent, un fort gradient thermique entre l'est et l'ouest du golfe. La zone de resserrement des isothermes (thermocline) se situe entre 120 et 160 m. Les sections nord-sud (Fig. 5.2, en bas) montrent pratiquement les mêmes tendances, avec un faible gradient thermique entre le nord et le sud (isothermes inclinées du nord vers le sud). Notons au passage, que les gradients thermiques ouest/est et sud/nord durant l'été ainsi

que leur inversion durant l'hiver sont compatibles avec les structures identifiées au chapitre 2 par l'analyse EOF du champ SST (mode EOF 2).

Figure 5.2 : Variations saisonnières de la structure verticale de la température : juillet-aout 2013 (gauche), septembre (centre) février (droite). En haut (section est-ouest), en bas (section nord-sud).

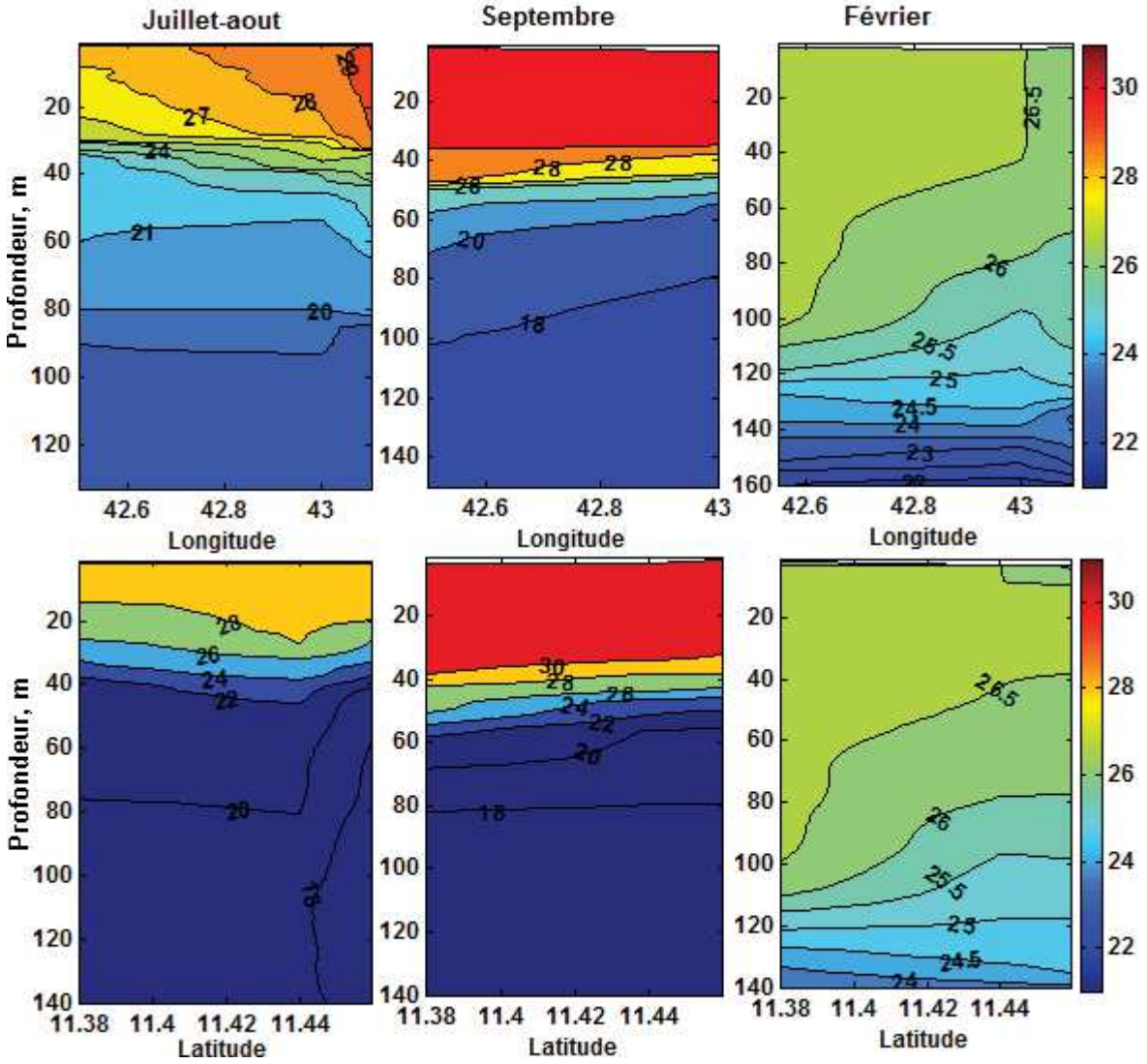
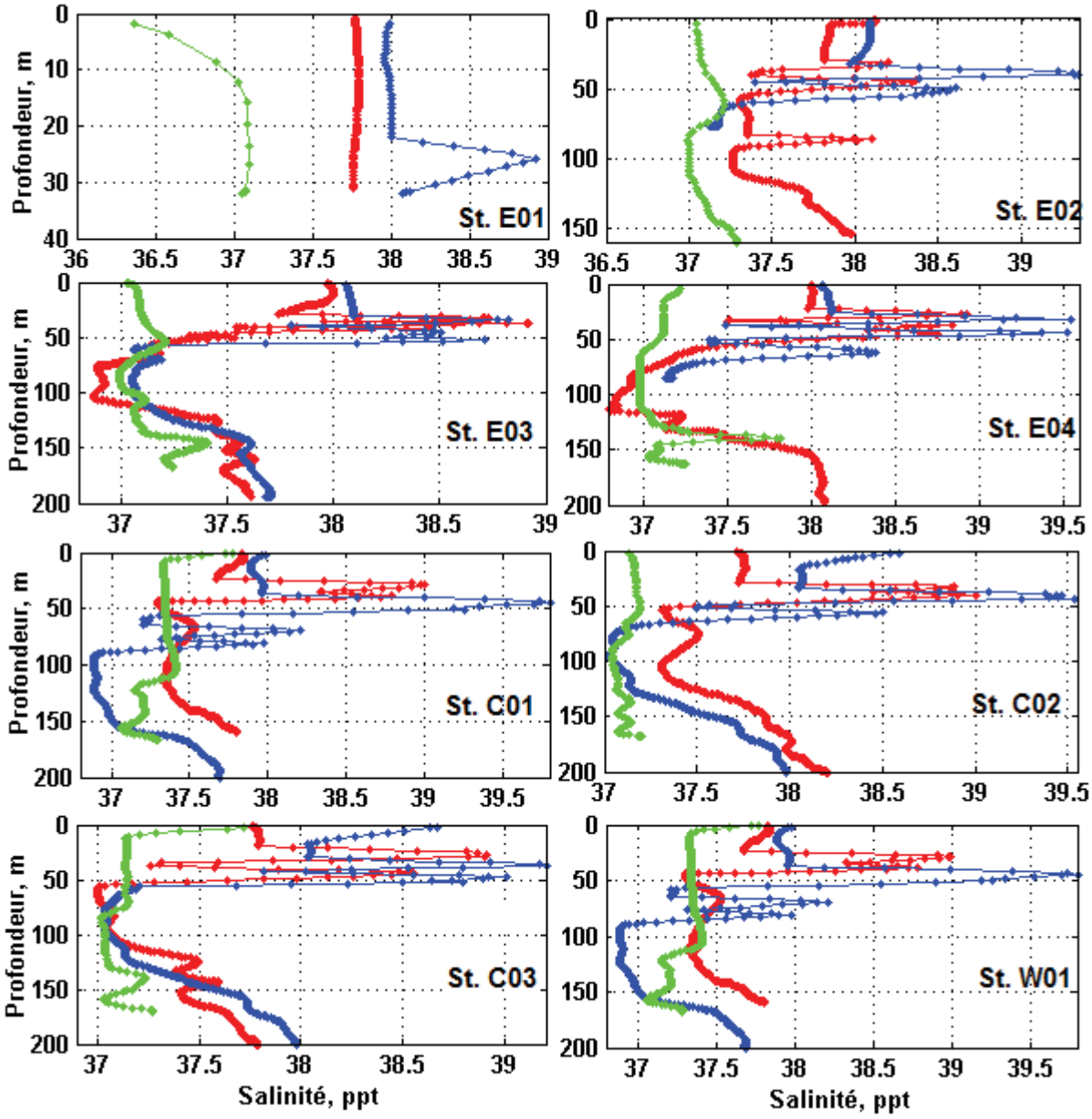


Tableau 5.1 : La profondeur moyenne de la couche de mélange (MLD) et de la de la thermocline (DTH) en juillet-aout, septembre et février

	Juillet-aout	**Septembre**	**Février**
$\overline{MLD}$ (m)	17.3 ± 2.3	**31,12** ± 2.27	**119,6** ± 3.78
DTH (m)	35.14 ± 2.73	39.75 ± 2.98	145.28 ± 3.19

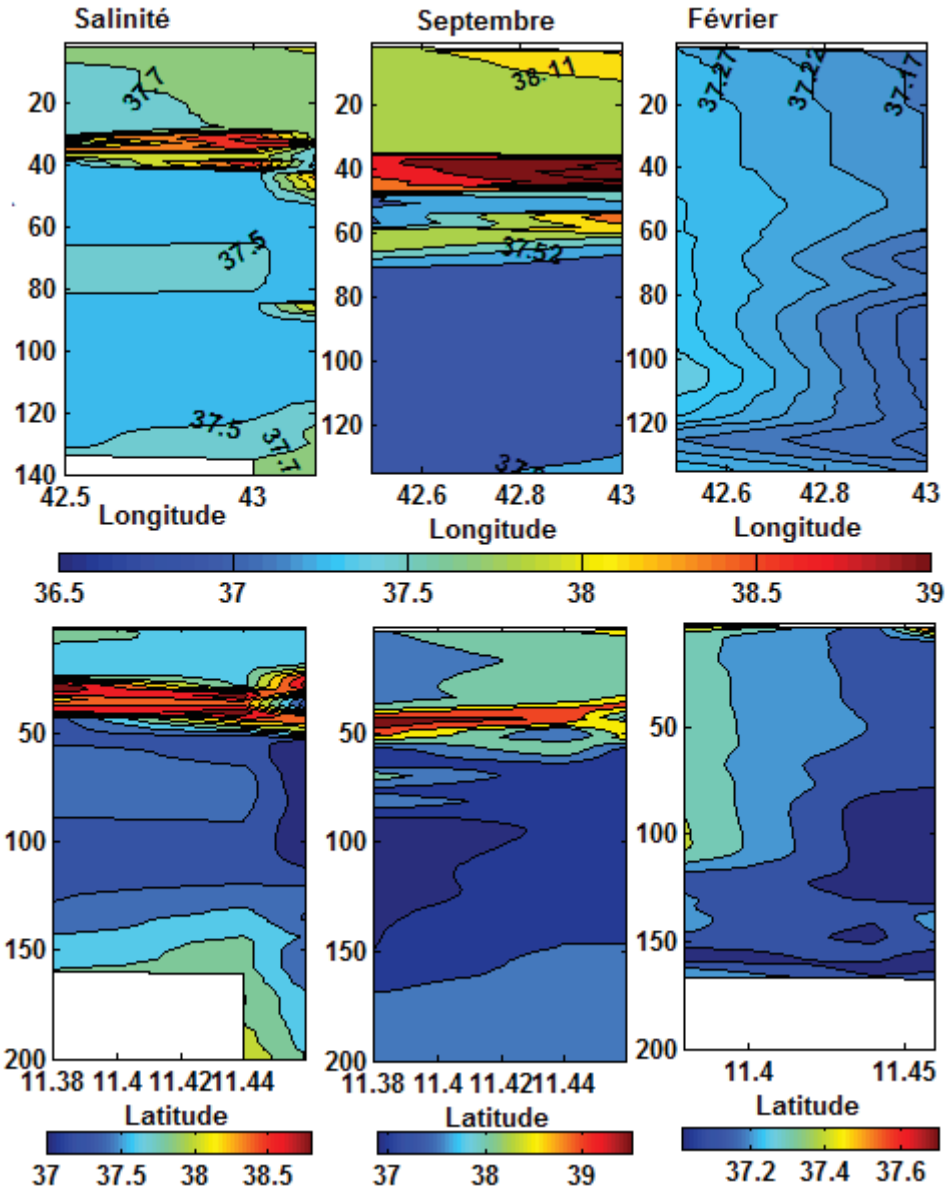
5.3.1.2 Evolution de la structure haline

Figure 5.3 : Profils verticaux de la salinité en juillet-aout (rouge), en septembre (bleu) et février (vert) sur les huit stations de mesures dans le Golfe de Tadjourah.



L'analyse de la structure verticale de la salinité a révélé en juillet-aout une forte augmentation dans la zone de la thermocline. En septembre, à l'exception de la station E01, la colonne d'eau présente les mêmes profils d'évolution verticale de la salinité qu'en juillet-aout (Fig. 5.3). La zone de forte salinité persiste en septembre mais augmente d'amplitude et s'approfondit légèrement. A la station E01, on observe une augmentation de la salinité à 22 m. En février, la salinité baisse (<37.5) sur toutes les stations ; les profils de salinité montrent des faibles variations verticales.

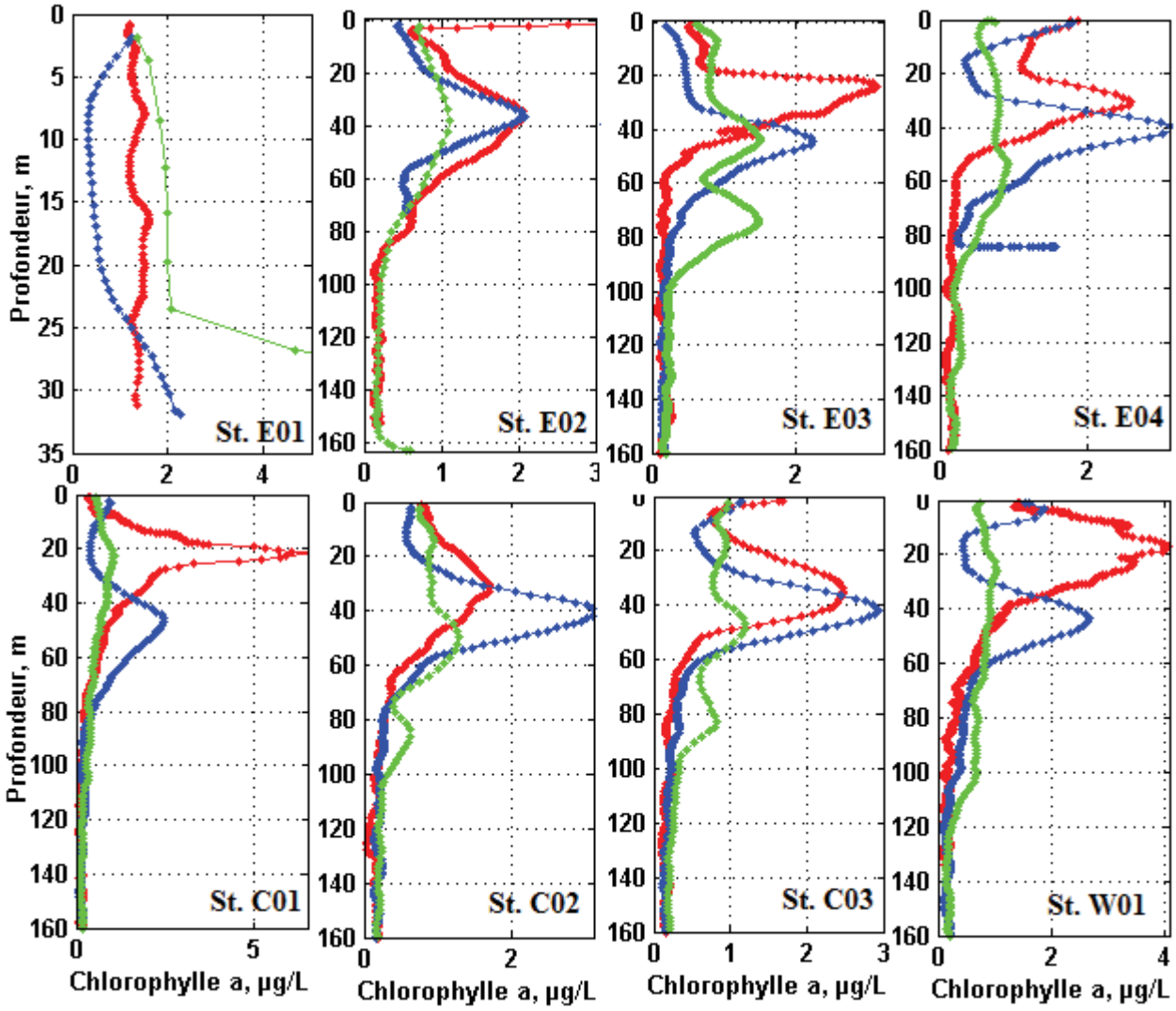
Figure 5.4 : Sections est-ouest de la salinité en juillet-aout (gauche), en septembre (au milieu) et en février (à droite). En bas, les sections nord-sud.



La section est-ouest de salinité (Fig. 5.4) illustre mieux ces observations. En septembre, l'augmentation de la salinité affecte la zone comprise entre la surface et 30-35 m de profondeur. La zone à plus forte salinité localisée entre 30 et 40 m en juillet-aout, se situe à 36 m et s'étend vers le bas jusqu'à 71 m en septembre. En février, la salinité reste homogène sur toute la colonne d'eau entre la surface et 150 m de profondeur. Mais, on note une légère différence spatiale entre l'ouest plus salé que l'est du golfe. De même, la section nord-sud montre un gradient halin entre le nord et le sud du golfe.

5.3.1.3 Chlorophylle a

Figure 5.5 : Profils verticaux de la concentration de la chlorophylle *a* en juillet-aout(rouge), en septembre (bleu) et en février (vert) sur les huit stations de mesures. Noter les pics de faibles amplitudes en février et l'approfondissement des maximums de CHL-a en septembre par rapport à juillet-aout.

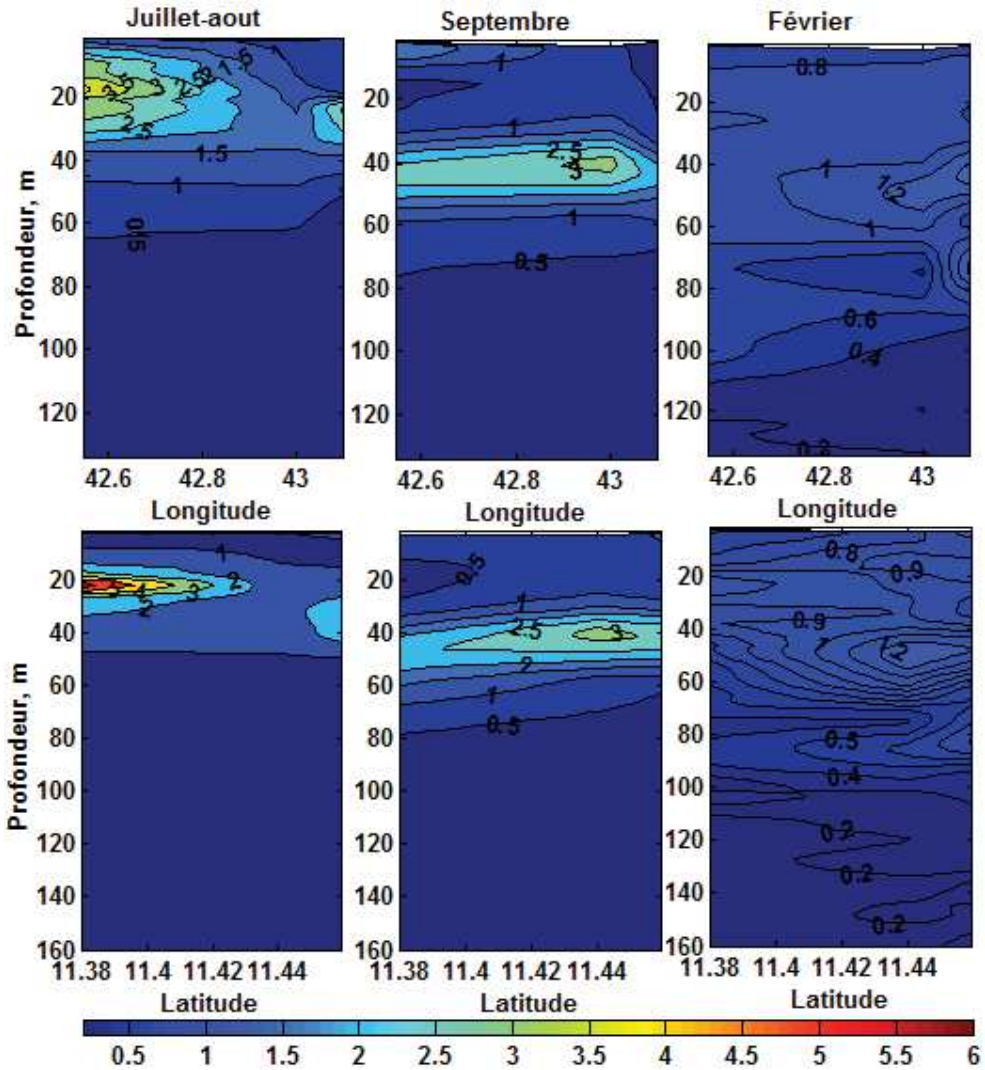


En septembre, le maximum de CHL-a s'observe entre 40 et 47 m de profondeur alors qu'il se situe entre 20 et 30 m en juillet-aout (Fig. 5.5). En février, $CHLa_{max}$ se situe à différentes profondeurs mais ne dépasse pas 1,5 µg/l (tableau 5.2). Nous avons observé sur les sections de la chlorophylle en juillet-aout, des patchs de CHL-a à l'ouest et au sud du golfe (voir Fig. 4.16). En septembre, ces patchs s'atténuent et se localisent plus au nord. Ils disparaissent en février où l'on observe des faibles concentrations de CHL-a. La section est-ouest révèle la même tendance avec un gradient de CHL-a vers l'ouest en juillet-aout et vers l'est en septembre (Fig. 5.6).

Tableau 5.2 : La profondeur du maximum de CHL-a ($\boldsymbol{Z_{CHLmax}}$), le maximum de la chlorophylle *a* ($\boldsymbol{CHL_{max}}$ µg/l), sur les huit stations, en juillet-aout, septembre et février

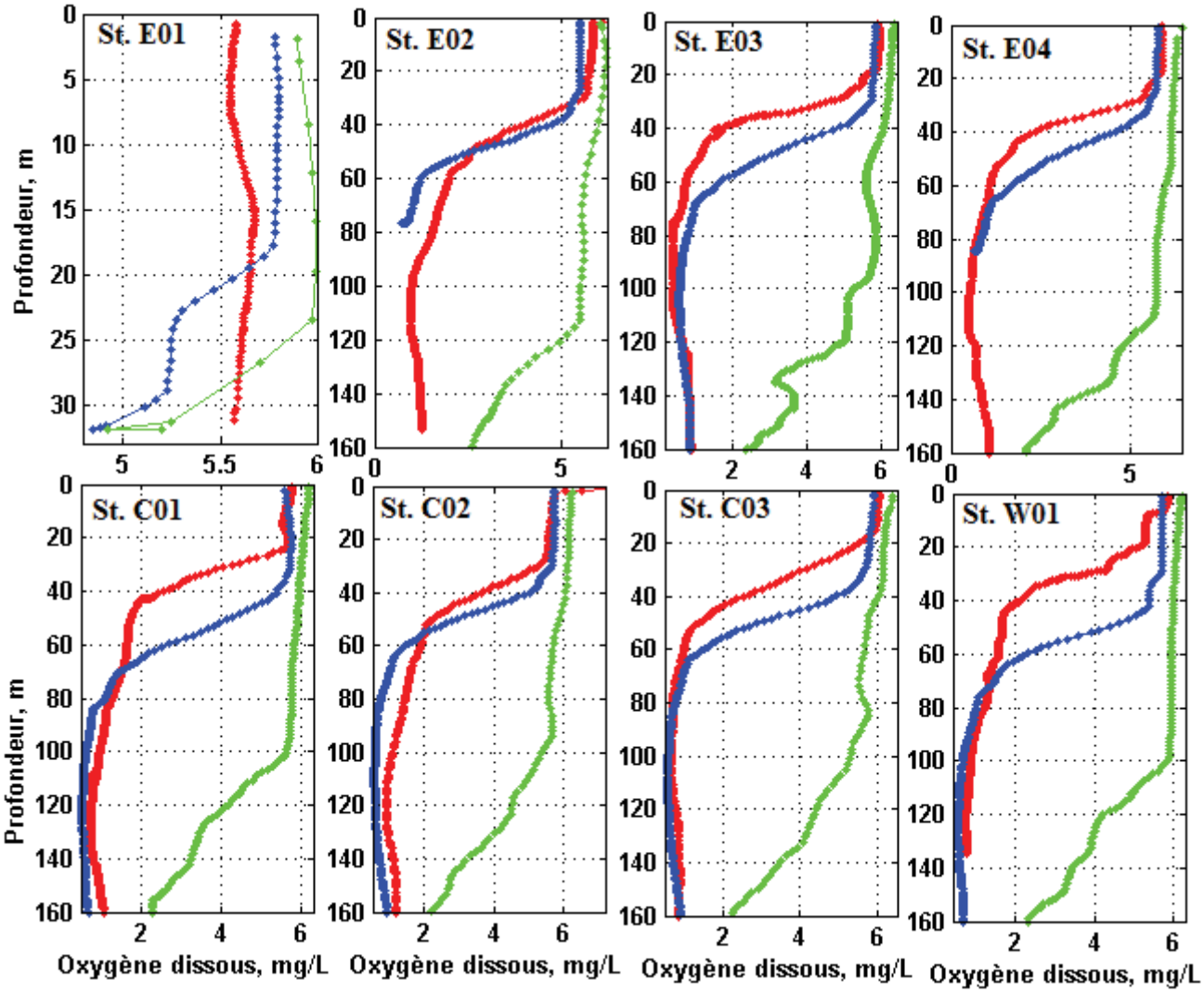
Station	Juillet-Aout		Septembre		Février	
	Z_{CHLmax}(m)	CHL_{max} (µg/l)	Z_{CHLmax}(m)	CHL_{max} (µg/l)	Z_{CHLmax}(m),	CHL_{max}(µg/l)
E02	33.6	2.2	36.6	2.1	38.7	1,1
E03	21.2	2.9	44.40	2.2	73.8	1,48
E04	25.7	2.7	40.6	3.2	53.8	0.92
C01	12.7	7.3	47	2.5	22.7	1,07
C02	30.7	1.8	40	3.1	49.6	1,28
C03	35.4	2.5	42	2.9	46.9	1,2
W01	17.5	4.6	43	2.7	25.7	1,0

Figure 5.6 : Sections est-ouest (haut) et nord-sud (bas) de la concentration de la chlorophylle *a* en juillet-aout, en septembre et en février



5.3.1.4 Oxygène dissous (OD)

Figure 5.7 : Profils verticaux de l'oxygène dissous en juillet-aout (rouge), en septembre (bleu) et en février sur les huit stations de mesures

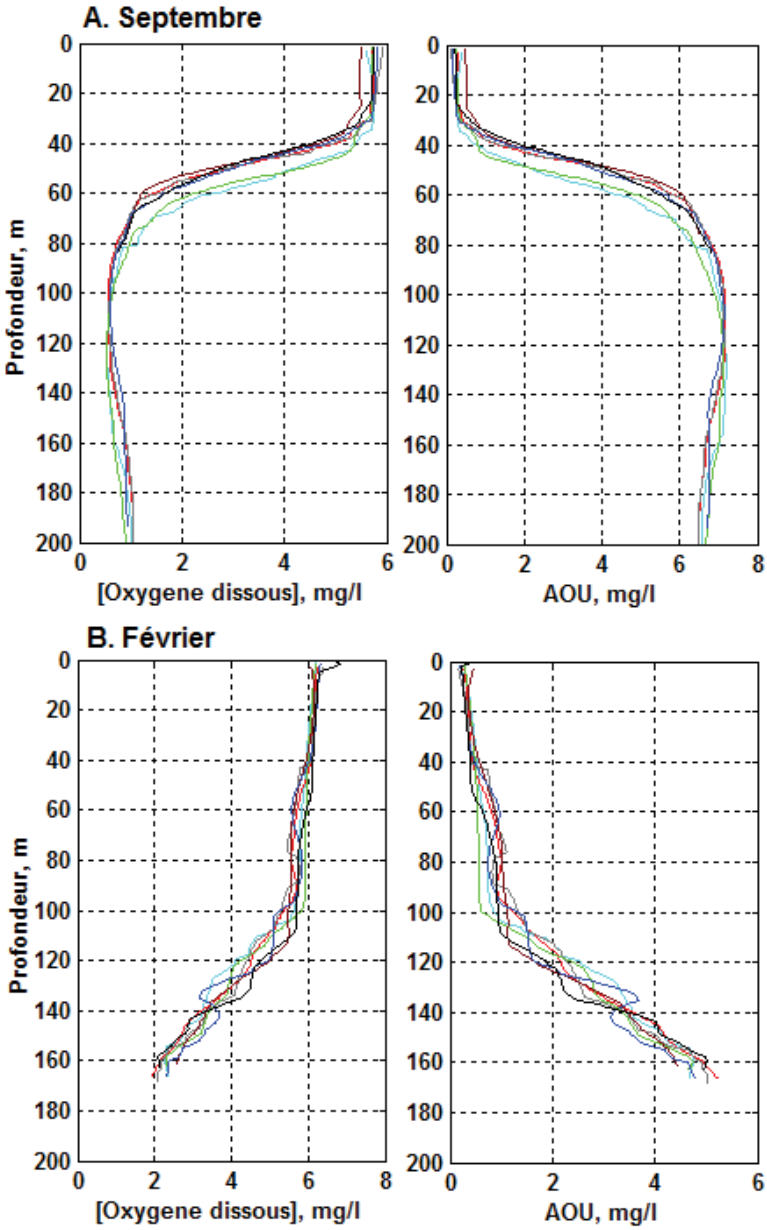


Les variations saisonnières des profils verticaux de la teneur en OD sont présentées à la figure 5.7. Sauf à la station E01, entre juillet-aout et septembre, l'évolution verticale de l'OD n'a pas beaucoup changé. Les profils verticaux sont presque superposables, à l'exception d'une légère variation dans la zone de la couche de mélange et de la thermocline en septembre. En revanche, on observe une différence notable avec les profils verticaux de l'OD en février. Ceux-ci montrent que la teneur en OD est plus importante à la surface et en profondeur, qu'en juillet-aout et septembre. Entre la surface et 30 m, la teneur en OD se situe entre 171 et 189 µmol/kg en juillet-aout et septembre. En février durant lequel la couche de mélange s'étend sur 100 à 120 m, la teneur en OD est plus élevée (198 µmol/kg). De même, dans la zone de la thermocline, la décroissance de l'OD est plus

prononcée en juillet-aout et en septembre qu'en février. Le minimum d'OD (12.8 µmol/kg) est atteint entre 80-100 en juillet-aout et entre 100 et 105 m (22 µmol/kg) en septembre ; alors que ce minimum (60 µmol/kg) se situe à 160 m en février (tableau 5.3).

Par ailleurs, comme en juillet-aout, la différence entre la saturation de l'OD et les valeurs de l'OD mesurées (AOU) reste positive en septembre et en février (fig. 5.8). Quoique relativement plus élevé en février qu'en juillet-aout et septembre, l'OD reste toujours à l'état de sous-saturation.

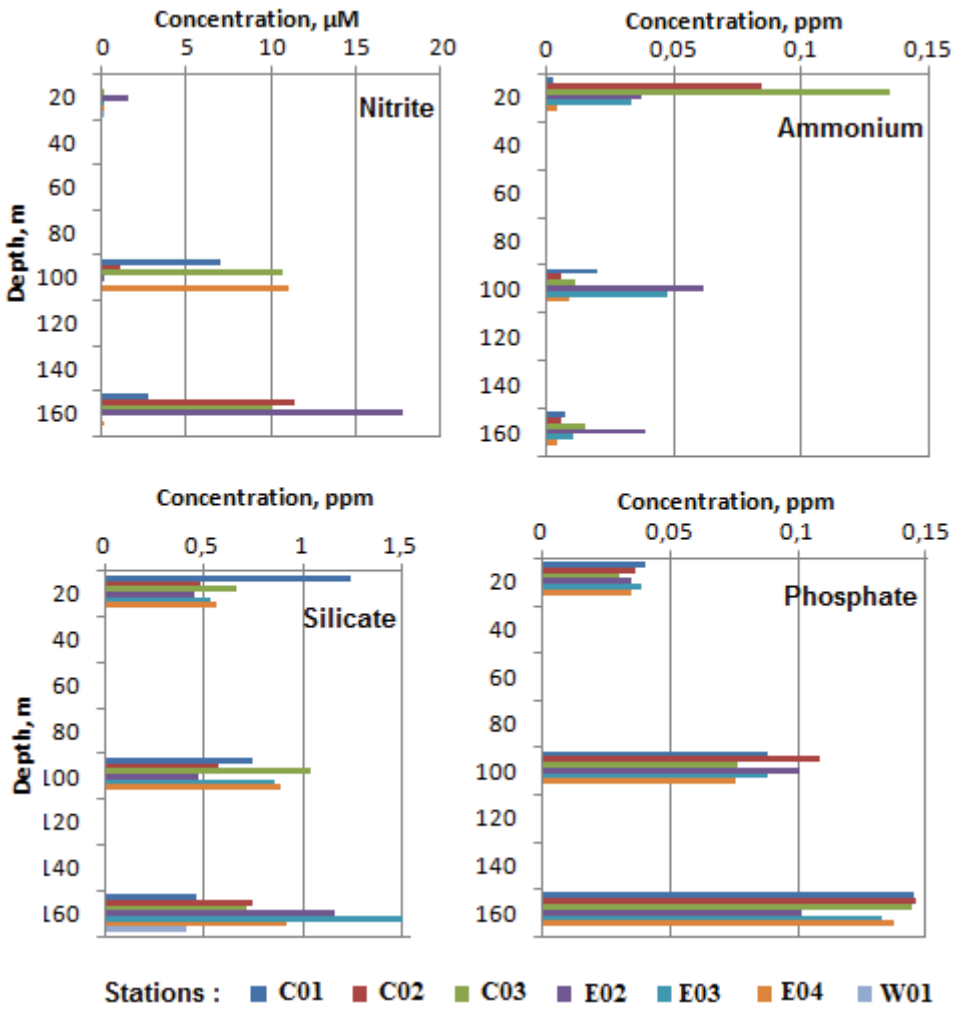
Figure 5.8 : La teneur en oxygène dissous ainsi que l'utilisation apparente de l'oxygène dissous (AOU) en septembre (a et a') et en février (b et b')



5.3.1.5 Nutriments

Les nutriments n'ont été mesurés qu'en juillet et février. Nous avons vu au chapitre 4 (Fig. 4.6), que l'ammonium présentait un maximum proche de la surface à 20-30 m, les nitrites et les phosphates entre 40 et 60 m et silicates entre 40 et 150 m de profondeur. En février, à l'exception de l'ammonium, pour tous les autres nutriments, les concentrations augmentent avec la profondeur et les maximums se situent à 160 m (Fig. 5.9). Les concentrations en nutriments sont relativement plus faibles en février et se situent à des niveaux plus profonds. Cela montre que les concentrations en nutriments dépendent et suivent les déplacements verticaux de la thermocline. Il est important de noter que, en dépit de l'approfondissement de la thermocline, les concentrations en ammonium restent élevées proche de la surface ; cette même tendance a été observée en juillet.

Figure 5.9 : Concentrations en nutriments (phosphates, silicates, ammonium et nitrites) en fonction de la profondeur, mesurées en février 2014 sur les huits stations de mesures dans le Golfe de Tadjourah



5.3.1.6 Evolution des courants marins

Les mesures *in situ* des courants marins n'ont pas pu être réalisées en février. La comparaison se fonde donc sur les moyennes mensuelles des courants d'Ekman déduits de la tension de vent à la surface et aussi sur les courants géostrophiques déduits des données de température et de salinité mesurées en février 2013.

♦ *Courants d'Ekman*

La figure 5.10 illustrent les moyennes mensuelles de courants d'Ekman, superposées à la tension du vent. Les moyennes mensuelles du champ vent (données à partir duquel les courants d'Ekman sont déduits, révèlent deux types de vents dans le Golfe de Tadjourah : les vents de direction est-ouest d'octobre à mai et les vents d'ouest de juin à septembre.

Durant toute l'année, la tension du vent reste plus importante dans le sud de la Mer Rouge que dans le Golfe d'Aden. En été, notamment en juillet, la tension du vent augmente au nord-ouest du Golfe d'Aden y compris dans le Golfe de Tadjourah.

Les courants d'Ekman qui en découlent montrent les mêmes tendances. D'octobre à mai, le courant moyen est de direction sud-est/nord-ouest sur le Golfe de Tadjourah (zone encadrée). Ce courant induit un flux d'eau de la partie sud-ouest du Golfe d'Aden vers le Golfe de Tadjourah. On y observe aussi une circulation d'eau du Golfe d'Aden vers la Mer Rouge. La direction de ce courant s'inverse au mois de juin et, de juillet à septembre, le courant a une direction sud-ouest/nord-est (Fig. 5.10). A l'inverse, ce courant génère une circulation d'eau du Golfe de Tadjourah vers la partie sud-ouest du Golfe d'Aden. Notons qu'à cette période, l'eau de la Mer Rouge descend le long des côtes nord-ouest du Golfe d'Aden, jusqu'au Golfe de Tadjourah.

Le mois de janvier correspond à la période durant laquelle la vitesse du courant est la plus forte (0.063 m/s). Les plus faibles vitesses s'observent durant les mois de juin et de septembre (0.003 m/s). Ces mois correspondent aux saisons de transition.

Par ailleurs, en utilisant la formule empirique d'Ekman (équation 4.14, chapitre 4), nous avons estimé la profondeur moyenne de la couche d'Ekman (H) pour chaque mois, à partir de la vitesse du vent. Les résultats (tableau 5.3) indiquent que H est plus important durant la période d'hiver ($H \approx 20$ m) qu'en été ($h < 20$ m). Il est particulièrement réduit durant les mois de transition (juin et septembre). Nous en déduisons que l'impact des vents de surface sur la colonne (spirale d'Ekman) est plus important en hiver qu'en été.

Figure 5.10 : Moyennes mensuelles de la direction des courants d'Ekman à la surface superposée à la tension du vent, 1/8° de résolution spatiale, 2011. U : vitesse du courant

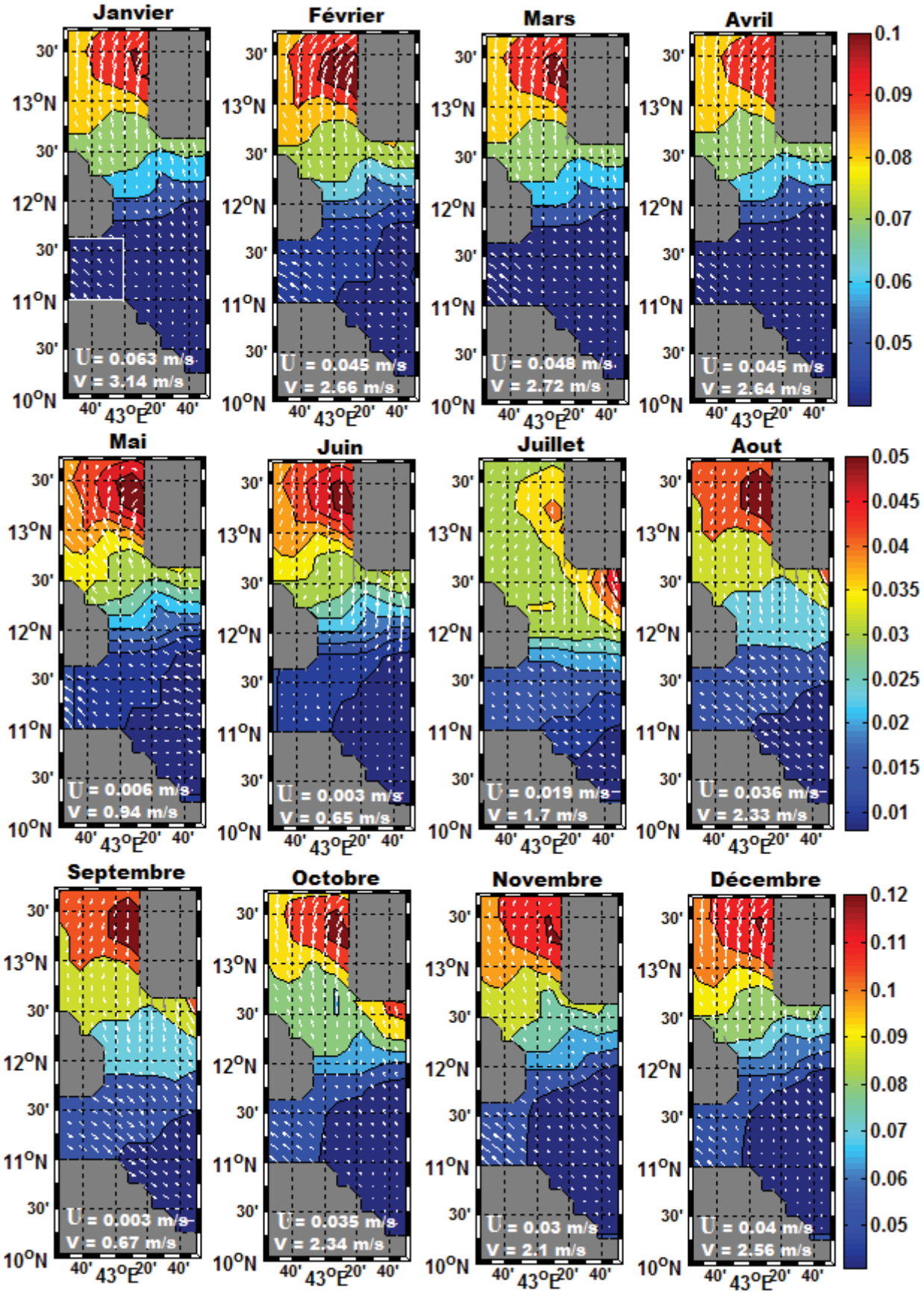


Tableau 5.3 : Epaisseur de la couche d'Ekman estimée à partir de la vitesse du vent à la latitude moyenne de 11°44'N

Mois	**H : couche d'Ekman (m)**
Janvier	53.4
Février	45.4
Mars	46.4
Avril	45
Mai	16
Juin	11
Juillet	29
Aout	40
Septembre	11.4
Octobre	40
Novembre	36
Décembre	43.6

♦ *Courants géostrophiques*

Nous avons vu qu'en juillet-aout, les composantes zonale et méridienne sont négatives entre la surface et 150 m de profondeur et indique un courant résultant vers le sud-ouest. En vue de comparer et de voir l'évolution des profils verticaux de courants géostrophiques entre les même stations (E02/E04 : composante zonale ; E02/W01 : composante méridienne), en septembre et en février, nous avons considéré le même niveau de référence qu'en juillet-aout (z = 150 m). Les résultats sont présentés à la figure 5.11.

En septembre, les composantes zonale et méridienne sont positives et indiquent donc un courant résultant vers le nord-est. En février, les deux composantes sont toutes négatives entre la surface et 160 m et indiquent un courant résultant vers le sud-ouest. Durant les deux périodes, on remarque la prédominance de la composante zonale et l'intensité du courant est plus forte entre la surface et 60 m de profondeur (tableau 5.4). Les courants *in situ* mesurés en juillet concordent avec les courants géostrophiques correspondant à cette période. Les deux types de courants indiquent des flux d'eau vers l'ouest, plus importants entre la surface et 30 à 60 m de profondeur. Les courants géostrophiques en septembre montrent un flux d'eau vers le nord-est et ceux de février, un flux vers l'ouest. D'une façon générale, les courants géostrophiques calculés à partir de données de température et de la salinité sont du même ordre de grandeur que les courants mesurés. Les valeurs de courants d'Ekman en juillet estimés à partir de la tension du vent sont largement inférieures aux courants mesurés durant cette même période.

Figure 5.11 : Les composantes zonale et méridienne du courant géostrophique déduit des données *in situ* de température et de salinité en septembre (milieu) et en février (en bas)

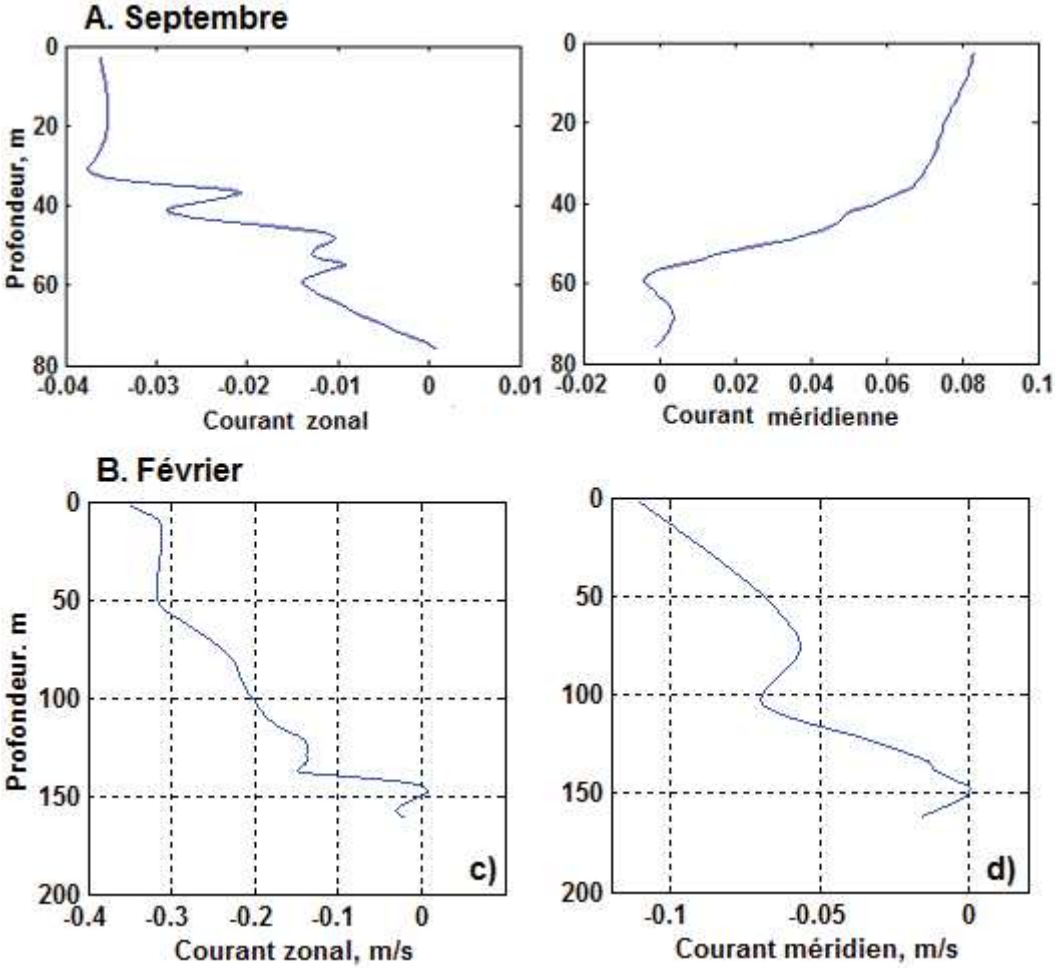


Tableau 5.4 : Courants géostrophiques moyennés sur les différentes tranches de profondeurs correspondant respectivement à la couche de mélange, la thermocline et les zones de subsurface, en juillet-aout, septembre et février.

	Juillet-aout		**Septembre**		**Février**	
	u (m/s)	*v* (m/s)	*u* (m/s)	*v* (cm/s)	*u* (m/s)	*v* (m/s)
2-30	-1.93	-0.25	0.16	0.1	-0.32	-0.097
30-60	-1.16	-0.076	0.17	0.08	-0.31	-0.07
60-100	-0.38	-0.04	0.19	0.08	-0.23	-0.06
100-150	-0.07	-0.07	-	-	-0.12	-0.03

Ces résultats indiquent que l'advection horizontale constitue - au même titre que le flux de surface et l'upwelling -, un facteur important dans la formation des structures thermohalines dans le Golfe de Tadjourah. Dans quelles zones et à quelles périodes l'influence de l'advection est-elle importante

par rapport aux autres facteurs ? Cette question est abordée à travers l'estimation des contenus en chaleur et en sel de la couche superficielle (0-200 m) et de leur évolution annuelle.

5.3.1.7 Le contenu en chaleur et en sel et leurs variations saisonnières

Dans cette section, nous examinons le contenu thermique (CT) et le contenu en sel (CS) de la couche superficielle entre la surface et 200 m. Ce faisant, nous évaluons les influences relatives des flux net de chaleur et de sel à la surface et des flux de chaleur et de sel liés aux transports (advection et l'upwelling), sur les structures thermohalines de surface et de subsurface.

Le contenu thermique

A chaque station le CT a été calculé suivant l'équation 5.1, en considérant la densité de l'eau à la surface (ρ_0) et la capacité spécifique de l'eau de mer (Cp = 3986 J/°C/kg).

Les variations temporelles du CT sont analysées à chaque station par les différences entre les trois périodes considérées (juillet-aout, septembre et février).

Les différences entre septembre et juillet (S-J), (courbe rouge) sont toutes positives, indiquant ainsi une augmentation du CT au cours de cette période (Fig. 5.12). Par contre, les différences (F-S), (courbe bleu) présentent un changement de signe. Elles sont négatives entre la surface et 70-76 m et positives entre 76 et 200 m de profondeur. Les sections nord-sud et est-ouest des différences S-J révèlent des gradients est-ouest et sud-nord alors que celles de F-S ne montrent pas de variations entre l'est et l'ouest ou entre le nord et le sud (Fig. 5.13).

Nous avons ensuite comparé les différences moyennes du CT entre septembre et juillet et entre février et septembre aux différences des moyennes mensuelles des flux net de chaleur à la surface Qsurf, déduites des données ECMWF (voir chapitre 3, tableau 3.5). Comme le montre le tableau 5.5, les valeurs du CT estimées dans la couche superficielle (0-200 m) restent largement supérieures à celles des flux net de surface pour les mêmes périodes. Ces écarts résiduels révèlent l'existence du flux de chaleur dus aux transports.

Nous avons considéré ici toute la colonne d'eau (0-200 m) dans les calculs des différences du CT, d'où l'écart élevé entre les différences de Qsurf et le CT. En calculant ces différences à différentes profondeur, on constate que l'écart se réduit. Proche de la surface jusqu'à 3 m, les écarts sont très faibles et augmente ensuite augmentent avec la profondeur. L'apport de chaleur par les transports

semble prédominer à partir de 4 à 5 m de profondeur. Les flux net de chaleur à surface sont importants dans les trois premiers mètres.

Figure 5.12 : Différence du contenu thermique sur les stations E02, E03, E04 et W01, entre juillet et septembre (rouge) et entre septembre et février (bleu)

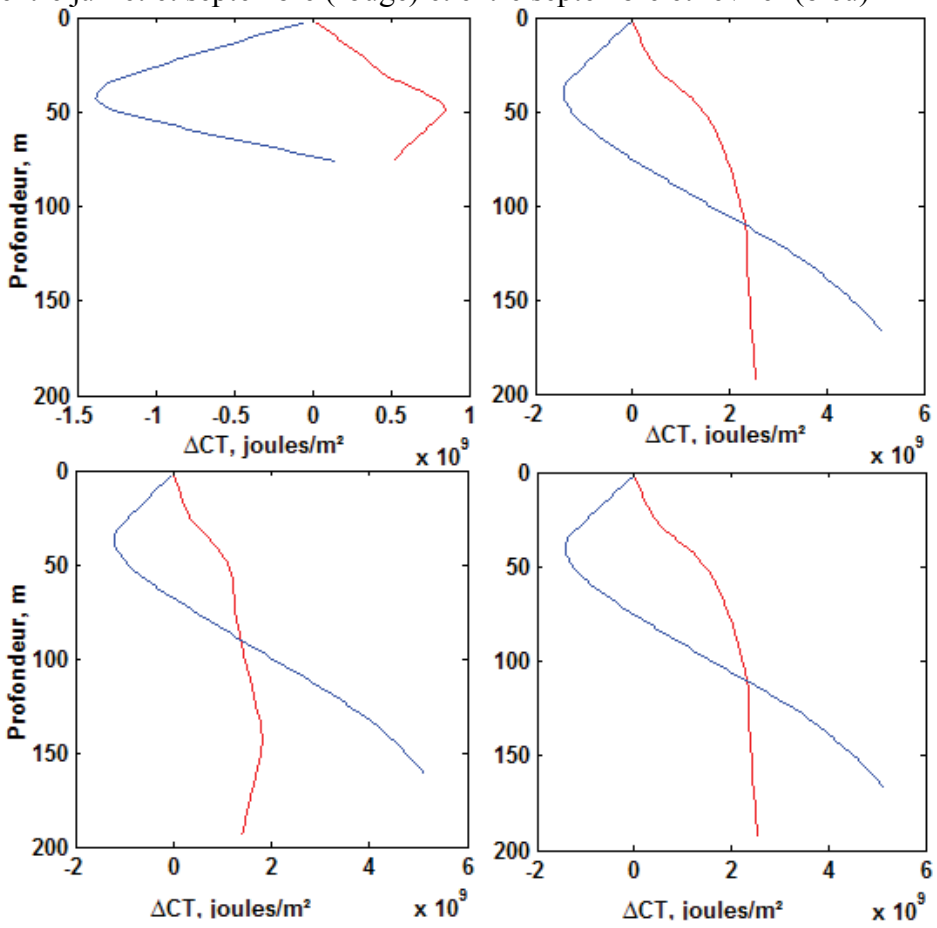


Tableau 5.5 : comparaison des flux net à la surface (Qsurf) et de contenu en chaleur moyen de la couche supérieure (0-200) pour les périodes de juillet à septembre et de septembre-février

	Septembre-Juillet	**Février - Septembre**
Flux net à la surface (W/m²)	50.31	-53.85
Contenu en chaleur (W/m²)	215.3	-153.25
Différence	165 (0-200m)	-99.6

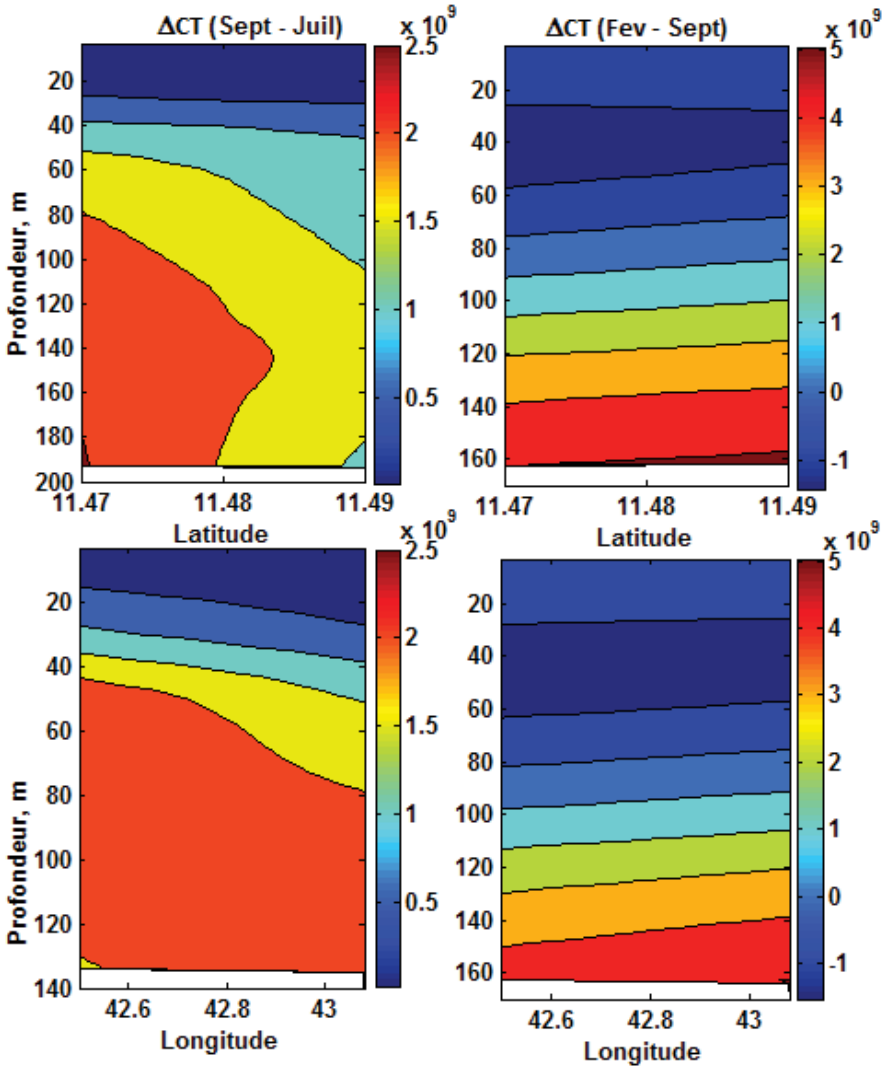


Figure 5.13 : Variation spatiale des différences du CT entre septembre et juillet (gauche) et entre février et septembre (droite). A noter la différence entre les deux périodes (CT : en joules/m²).

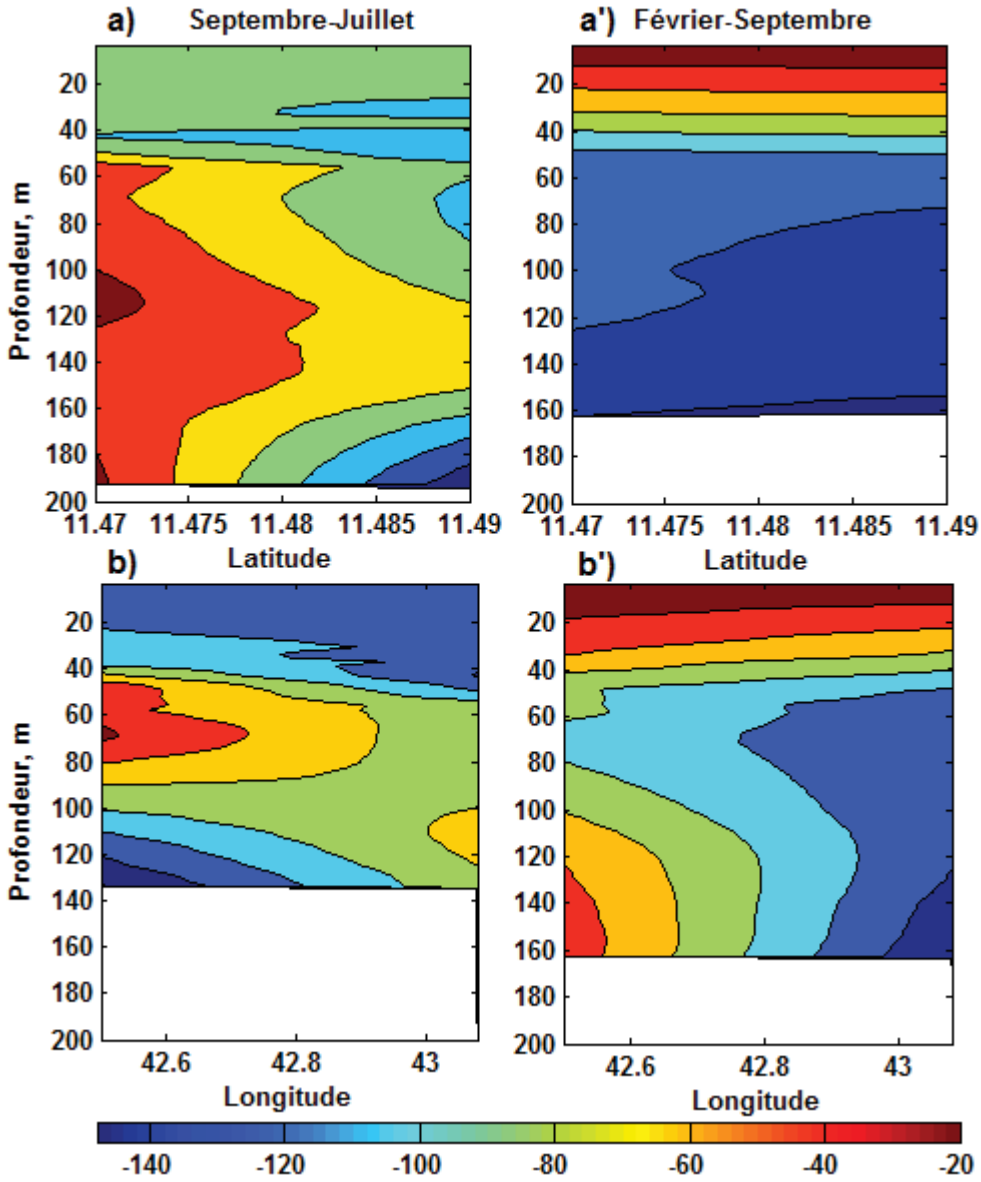
Tableau 5.6 : Evolution verticale des différences du contenu thermique et du flux net de chaleur à la surface pour les périodes de juillet à septembre et de septembre à février entre 3 et 25 m.

	Profondeur (m)	ΔCT (W/m²)	ΔQsurf (W/m²)
Septembre-Juillet	3	9	**8.96 (0 m)**
	4	14.9	
	5	20.5	
	6	26.1	
	7	31.7	
	15	59.2	
	25	116	
Février - Septembre	3	-26.3	**-18.85**
	4	-38.7	
	5	-54.1	
	6	-69.4	
	7	-84.9	
	15	-160	
	25	-309	

Contenu en sel

La figure 5.15 présente les différences des contenus en sel pour les périodes de septembre – juillet (S-J) et de février – septembre (F-S). On constate que les différences restent négatives dans les deux cas. Il apparait cependant des variations spatiales importantes. Les différences S-J sont plus importantes au sud (Fig. 5.14-a) et à l'ouest à partir de 50 m de profondeur (Fig. 5.14-b). Les sections nord-sud et est-ouest des différences F-S montrent que celles-ci sont plus importantes entre la surface et 40 m de profondeur. Cependant, l'absence des données sur le bilan évaporation-précipitation à ces même périodes ne nous a pas permis de comparer les différences des contenus en sel avec les flux de sels à la surface.

Figure 5.14 : Section nord-sud (haut) et est-ouest des différences de CS entre Septembre- juillet et entre février-septembre (Le CS en kg/m²)



5.3 Discussions

En mettant en parallèle les données de deux campagnes de mesures réalisées sur les mêmes stations en septembre et en février et les données collectées durant les mois de juillet-aout (chapitre 4), nous avons comparé les structures thermohalines et biogéochimiques verticales de la colonne d'eau entre la surface et 200 m de profondeur.

Les résultats montrent que la structure verticale dans cette tranche d'eau change entre ces trois périodes. Ainsi, entre juillet-aout et septembre, la couche de mélange (ML) et la thermocline s'approfondissent de quelques mètres (fig. 5.1 : courbe bleue par rapport à la courbe rouge). La MLD moyenne calculée sur l'ensemble des profils, passe de 17.3 m en juillet-aout à 31.1 m en septembre et s'étend sur environ 120 m en février. Cet approfondissement s'observe également sur les profils de salinité, de la CHL-a, de l'oxygène dissous et des nutriments. Les valeurs maximales de salinité, de CHL-a et des nutriments localisés proche de la surface en juillet-aout deviennent légèrement plus profondes en septembre ; elles s'atténuent et s'observent à des niveaux plus profonds en février. Quels processus seraient à l'origine de ces variations verticales, et notamment de la couche de mélange et de la thermocline ?

Les résultats du chapitre précédent révèlent, de façon quantitative, les effets conséquents des vents du SO sur la circulation de surface et sur les structures thermohalines. Nous avons ainsi associé l'amincissement de la couche de mélange durant juillet-aout au déplacement des eaux de surface et à la remontée des eaux de subsurface. Cette hypothèse se fonde sur le fait que, dans un bassin semi-fermé comme le Golfe de Tadjourah, la perte d'eau à la surface devant diminuer le volume et par conséquent l'épaisseur de la couche superficielle. La remontée des eaux de subsurface à l'ouest est consécutive aux déplacements des eaux de surface vers l'est. En outre, comme nous l'avons vu au chapitre 4, les profils de courants horizontaux révèlent l'existence d'un sous-courant portant vers l'ouest. Nous pouvons donc conclure que durant la période de juillet-aout, l'advection horizontale et l'upwelling et le mélange constituent des processus majeurs qui affectent la MLD. Les flux de chaleur à la surface semblent avoir une influence relativement faible comme cela a été avancé au chapitre 3 (corrélation faible de la SST avec les paramètres atmosphériques).

Cette hypothèse devrait être également valable du point de vue énergétique et de la conservation de la masse. En effet, les déplacements des eaux de surface et de subsurface s'accompagnent des échanges des flux de chaleur et de sel. Le contenu thermique et le contenu en sel devraient donc résulter des processus majeurs en cours dans la zone.

Ainsi, suivant le modèle 1-D, le flux net à la surface constitue le principal facteur qui influence la structure verticale. Selon ce modèle, les variations saisonnières du contenu thermique de la couche superficielle (ΔCT) seraient calquées sur les variations des flux net de chaleur à la surface (ΔQsurf). Autrement dit, les deux grandeurs étant égale, l'écart entre ΔQsurf et ΔCT serait quasi nulle. Nous avons vérifié si ces conditions sont observées en comparant ΔCT et ΔQsurf d'abord sur toute la colonne d'eau (0-200 m) et ensuite sur les 30 premiers mètre. Les résultats montrent que ΔCT (septembre – juillet) sont toutes positives entre la surface et 200 m de profondeur, indiquant une augmentation importante du CT. La moyenne de ΔCT sur toute la profondeur (0-200 m) donne 215.3 W/m². Cette différence moyenne reste largement plus élevée que (ΔQsurf) estimée à partir des données d'ECMWF sur la même période (tableau 5.6).

Les différences ΔCT février – septembre sont négatives entre la surface et 76 m de profondeur et deviennent positives entre 76 et 200 m. Cela montre que la couche superficielle perd de la chaleur dans la première tranche mais en gagne en profondeur. La différence de CT (février-septembre) reste toujours supérieure à la différence de flux de net de chaleur à la surface mais l'écart les différences est moins important qu'entre septembre et juillet.

Il ressort de cette analyse que la colonne d'eau (0-200 m) est en gain d'énergie durant l'été (juillet-aout et septembre). Ce gain est plus important en subsurface entre 30 et 200 m de profondeur et provient essentiellement des transports de chaleur. Cette chaleur stockée durant l'été est libérée dans l'atmosphère d'où ΔCT (février – septembre) < 0. Les rapports des apports d'énergies par les transports/Flux net à la surface sont de l'ordre de 95.8 % - 4.16 % durant l'été et de 87.7 % - 12.3% entre septembre et février.

Ces résultats concordent avec les conclusions du chapitre 3 car les périodes de gain de chaleur (Qsurf >0 : mars à septembre) et de perte de chaleur (Qsurf < 0 : octobre à janvier) coïncident et sont en accord avec les variations du contenu thermique (ΔCT > 0 ; juillet à septembre ; et CT <0 entre septembre et février). Spatialement, les sections est-ouest et sud/nord révèlent que la ΔCT est plus élevée à l'ouest et au sud du golfe (Fig. 5.18,a-b). Il faut noter que sur c'est sur ces deux zones que la MLD est la plus mince (chapitre 4).

Par ailleurs, la corrélation significative de MPC avec la MLD durant la période de juillet-aout est indicative de liaison entre les deux paramètres. Cette relation s'explique par le fait que la faible épaisseur de la couche de mélange favorise la disponibilité de la lumière. Bien qu'il existe une faible corrélation entre le MPC et la profondeur du maximum de gradient de la température (r =

0.41), il semble que le MPC dépend aussi de la thermocline car ce MPC n'apparait pas durant l'hiver quand la thermocline disparait. Cette dépendance de MPC de la thermocline s'explique par l'apport des nutriments.

Lors des investigations effectuées durant le mois d'aout 1992, Baars et *al.* (1998) ont localisé le MPC entre 40 et 60 m de profondeur dans le Golfe d'Aden. Ils ont observé que des fortes concentrations de la chlorophylle *a* (5 µg/l) et une baisse importante de la SST jusqu'à 26°C au sud de Bab el Mandeb. Ces auteurs ont associé ces patchs de la CHLa à la remontée de la thermocline dans la partie nord-ouest du Golfe d'Aden, le long des côtes du Yemen, avec un filament qui s'étend vers le Golfe de Tadjourah (Baars et *al.* 1998). Ces observations corroborent notre hypothèse selon laquelle, le MPC est lié à la thermocline.

La remontée de la thermocline durant l'été affecte tout l'ensemble formé par l'ouest et le nord-ouest du Golfe d'Aden (Shankar and Shetye, 1997 ; Aiki et *al.* 2006). Elle est consécutive au pompage d'Ekman induit par des tourbillons anticycloniques profonds (Luther and O'Brien, 1985; Bauer et *al.*, 1991; Smith et al., 1998; Vecchi, et *al.*, 2004). L'ampleur de ce phénomène varie cependant suivant les zones. La remontée de la thermocline est plus accentuée sur les côtes sud du Yémen où elle donne lieu aux activités d'upwelling (Sery et *al.*, 1983 ;Piechura et Subaih, 1986). En septembre, la remontée est maximale et les eaux de la thermocline se trouvent à environ 70 m sous la surface et bloquent la sortie de l'eau de la mer Rouge au niveau de détroit de Bab-al-Mandeb, (Siddall et *al.*, 2002 ; Aiki et al., 2006).

Durant les moussons du NE, les tourbillons cycloniques se forment à l'ouest du Golfe d'Aden induisent la circulation des eaux froides de la Mer d'Arabie vers le Golfe d'Aden (Al Saafani et al. 2007 ; Morcos et Abdallah, 2012). Ces eaux plus froides à la surface donnent lieu au phénomène de downwelling et au mélange convectif profond durant l'hiver. La SST baisse de 4 à 5°C par rapport à la période d'été. Ce refroidissement diminue la différence de densité entre la couche de mélange et la thermocline (Baars et *al.* 1998).

Sultan et Ahmed (2006) ont estimé le flux annuel net à la surface à +113 W/m² pour tout le Golfe d'Aden. Ce gain de chaleur thermique est équilibré à 52 % par l'advection et à 48 % par l'upwelling.

Ces observations concordent avec nos résultats et confortent notre hypothèse de départ : *Les structures thermohalines et biogéochimiques sont principalement influencées par l'advection horizontale et l'upwelling durant l'été et les flux de surface conjugués au downwelling durant*

l'hiver. L'advection a une forte influence durant l'été (juillet-aout) notamment dans la partie nord-est du Golfe de Tadjourah. L'upwelling est particulièrement actif à l'ouest et au sud du golfe. Ces deux processus seraient responsables de la formation du MPC proche de la surface ainsi que des anomalies de la SST à l'ouest du golfe. Le flux net à la surface et le downwelling des eaux refroidies par les vents du NE, semblent être deux facteurs majeurs par lequel la MLD s'approfondit durant l'hiver.

Les variations saisonnières de la structure verticale dans le Golfe de Tadjourah sont donc le reflet de ce qui se passe à l'échelle sous-régionale (ouest du golfe d'Aden). L'influence régionale ou sous-régionale sur le Golfe de Tadjourah semble se faire principalement par les échanges des masses d'eau. Dans le chapitre suivant, nous étudions les masses d'eau constituant les 200 m supérieurs, leurs caractéristiques et leurs liens avec les eaux de la Mer Rouge et celles de la Mer d'Arabie.

TROISIEME PARTIE

Chapitre 6 : **Masses d'eau constituant la couche supérieure (0-200 m) dans le Golfe de Tadjourah**

Sommaires

6.1 Introduction……..……...…...…153
6.2 Données et méthodes……154
6.3 Résultats……..……...…....155
6.3.1 Eaux de Surface du golfe de Tadjourah……157
6.3.2 Les eaux intermédiaires (thermocline)……..……...……..…..158
6.3.3 Eaux de Subsurface……..……...……159
6.3.4 Origines des masses……..……...……...…162
6.3.4 La double diffusion par salt fingering……..……...……165
6.3.5 Discussion et conclusions……..…169

6.1 Introduction

Une masse d'eau est définie par une gamme distincte de la température et de la salinité (Emery, 2001). Ces propriétés - spécifiques à chaque région - sont acquises à la surface ou dans la couche de mélange en fonction des conditions atmosphériques (Iseline, 1939 ; Tolmazin, 1985). En profondeur, ces eaux conservent leurs propriétés initialement acquises en surface (température et salinité) et se stabilisent lorsqu'elles atteignent l'équilibre de flottabilité (Pickard and Emery, 1990 ; Tomczak, 2003). Ainsi, les masses d'eau forment des couches superposées et régissent à la fois la structure, la circulation et la productivité des océans (Behrenfeld et *al*. 2006).

L'étude de la distribution verticale des paramètres physiques et biogéochimiques dans le GdT a révélé que la couche supérieure (0-200 m) est stratifiée durant la période allant de juillet à septembre. En outre, la comparaison des profils verticaux entre les trois périodes considérées (juillet-aout, septembre et février) a révélé un changement significatif des propriétés des eaux dans la couche supérieure (0 – 200 m). Globalement, les eaux entre la surface et 200 m de profondeur, sont chaudes, salées et riches en nutriments durant la période d'été (juillet-aout et septembre). Dans cette même tranche de profondeur, elles sont plus froides, moins salées et pauvre en nutriments en février. Ces résultats suscitent des interrogations quand on sait que le GdT est une zone de brassage située tout près du détroit de Bab-al-Mandeb reliant la Mer Rouge à l'Océan Indien. Or, l'eau salée sortant de Mer Rouge (RSOW) et son devenir dans le Golfe d'Aden constituent une des grandes questions qui suscite beaucoup d'intérêt dans cette région du globe. Plusieurs travaux d'observation et de simulation numérique montrent que la RSOW regagne l'ouest du GdA où elle trouve son équilibre de flottabilité entre 300 et 1050 m (Aiki et *al*. 2006). Les études hydrographiques (Khamistsa, 1986 ; Pieshura and Sobaih, 1986 ; Mohammed et *al*. 1996) sur le Golfe d'Aden indiquent la présence des quatre masses d'eau (voir chapitre 1). Parmi ces masses d'eau, la RSOW se trouve en plus grande proportion (37 %) dans le GdA (Al Saafani et Shenoi, 2006).

Cependant, toutes ces études menées à l'échelle du GdA ne donnent aucune information sur la structure et la composition de masses d'eau du GdT. Dans cette zone rétractée, bien des questions restent encore sans réponse. Quelles sont les masses d'eau que l'on trouve majoritairement dans cette zone et, notamment dans la couche supérieure comprise entre 0 et

200 m ? La RSOW pénètre-t-elle le GdT ? Ces masses d'eau influencent-elles les structures de la SST et de la CHL-a ?

Soumis aux influences de vents de moussons et situé à la confluence de la Mer Rouge et du GdA, le GdT devrait naturellement renfermer les masses d'eaux d'origines différentes et, plus probablement du nord de l'Océan Indien, du GdA et de la Mer Rouge. Ce chapitre a donc pour objectifs de caractériser les principales masses d'eau qui occupent la zone épipélagique du GdT et d'analyser leurs variabilités spatiales et saisonnières.

6.2 Données et méthodes

Les données collectées sur la pression, la température et la salinité, lors des campagnes de mesures *in situ* réalisées dans le GdT en juillet-aout, septembre 2013 et février 2014 sont utilisées en vue d'analyser la colonne d'eau du point de vue hydrographique. Les températures potentielles ont été calculées à partir des températures *in situ,* en utilisant l'équation d'état de l'eau de mer (UNESCO, 1983). Les densités potentielles (σ_θ) sont calculées par rapport à la pression de référence à la surface de la mer (P_0 = 0). Les données ont été interpolées entre la surface et 200 m sur des intervalles de 1 m.

La méthode de diagramme température-salinité classique (diagramme θ-S) est utilisée pour identifier les masses d'eau présentes durant les périodes considérées. Cette méthode est couramment employée pour tracer les masses d'eau, leur distribution géographique, décrire leur mélange et leur mouvement dans l'océan (Tolmazin, 1985). Ainsi, la représentation de la température en fonction de la salinité conduit aux combinaisons Température-Salinité. Une eau-type, représentée par un point, est un volume d'eau de température et de salinité uniforme. Tandis qu'une masse d'eau correspond à un grand volume d'eau dont les propriétés varient dans les limites définies (Daniault, 1996). Le mélange entre les masses d'eau conduit à la formation d'une courbe (Tolmzac, 2000). Dans cette étude, l'identification des masses d'eau s'est fondée sur la localisation des extrema de salinité sur la courbe température-salinité. Pour que deux extrema de salinité soient considérés comme deux masses d'eau distinctes, il faut que l'écart soit supérieur à l'écart-type calculé sur l'ensemble du profil.

Dans un premier temps, pour chaque période, les données des stations échantillonnées sont représentées dans un même diagramme θ-S. Ensuite, afin d'analyser les variations spatiales, des diagrammes θ-S sont réalisés à chaque station en utilisant à la fois les données de deux

profils verticaux obtenues lors de la descente et de la remontée de la sonde (Chapitre 4, section méthodologie).

Les masses d'eau sont d'abord caractérisées et définies à partir de leurs propriétés (température-salinité) observées sur le diagramme θ-S. Leurs propriétés sont ensuite comparées aux propriétés connues des masses d'eau des régions environnantes prises comme référence. A cet effet, nous avons utilisé les données de trois études portant sur les masses d'eau du Golfe d'Aden : Stirn et *al*. (1985), Al Saafani et Shinoi (2006) et Morcos et Abdallah (2012). La première émane des travaux réalisés par le centre de recherche des sciences marines et des ressources d'Aden, Yemen (Projet d'étude de l'UNESCO 703/PDY/40)**.** La seconde est une compilation des plusieurs données hydrographiques collectées dans le GdA lors de diverses campagnes océanographiques. La troisième est une révision des données anciennes issues de l'expédition Mabahis (1933-1934) organisée par John Murray, publiées en 2012. Bien qu'elles ne concernent pas les mêmes périodes, ces études donnent des gammes moyennes de température et de salinité pour chacune de masses identifiées dans le Golfe d'Aden.

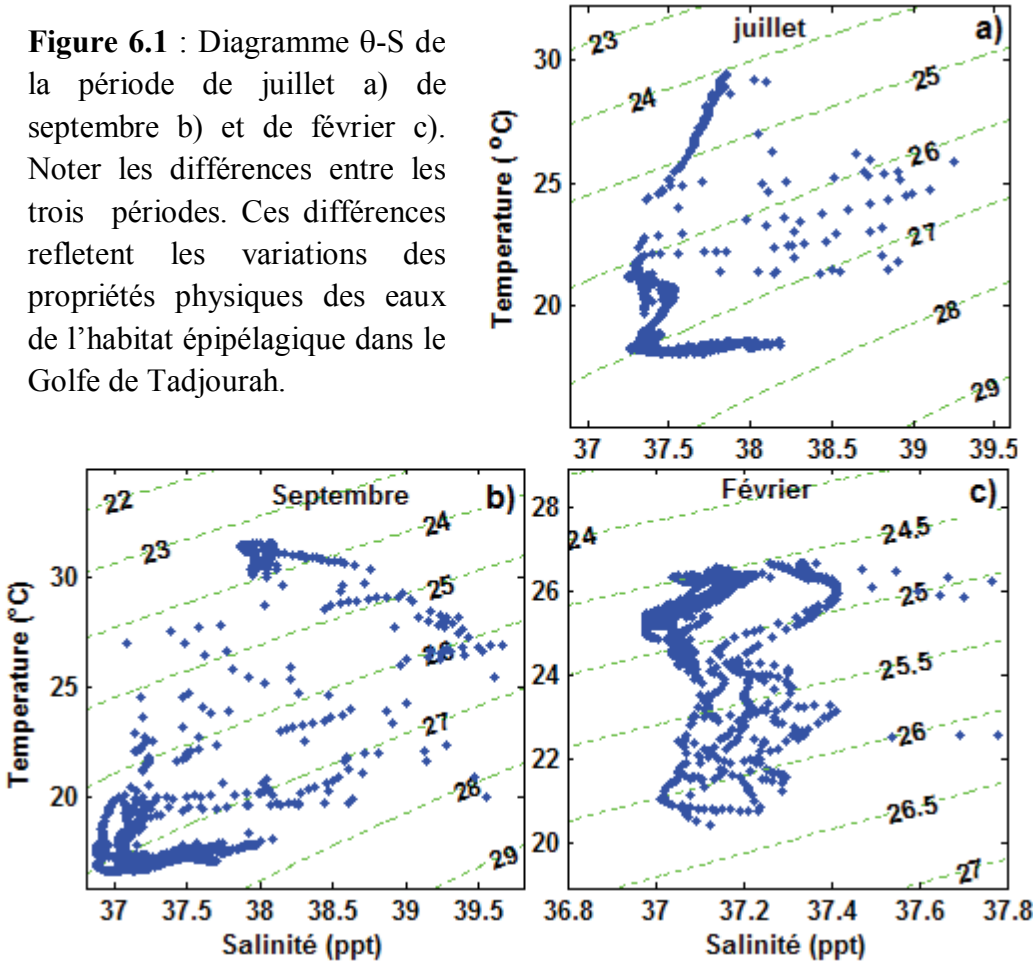
6.3 Résultats

La figure 6.1 montre les diagrammes θ-S pour les trois périodes considérées. Les digrammes θ-S de juillet-aout et de septembre (Fig.6.1-a,b) montrent trois structures principales. La première est représentée par un alignement de points plus ou moins rectiligne et qui s'individualise au-dessus du diagramme. La seconde par un ensemble de points dispersés sans aucune relation θ-S apparente. La troisième structure se matérialise par une courbe en bas du diagramme, avec des maximas et des minimas de salinité. En revanche, le diagramme θ-S de février présente une structure plus compacte. Il se caractérise par des variations moindres de la salinité avec un écart-type moyen de 0.1 ppt (tableau 6.2).

La première structure comprise entre les isopycnes 24 kg/m3 et 25 kg/m3 s'identifie aux eaux de surface. Celles-ci se caractérisent en effet par de densités faibles, des températures et de salinités variables suivant les périodes. Le segment qui matérialise ces eaux de surface est bien rectiligne en juillet, mais change d'orientation en septembre. Par contre, la courbe en bas du diagramme, moins sujette aux variations de surface, correspond plutôt aux eaux de

subsurface, plus dense et moins variable dans le temps. Entre les deux structures, on observe une zone composée des points dispersés.

Figure 6.1 : Diagramme θ-S de la période de juillet a) de septembre b) et de février c). Noter les différences entre les trois périodes. Ces différences refletent les variations des propriétés physiques des eaux de l'habitat épipélagique dans le Golfe de Tadjourah.



Afin de mieux caractériser ces structures et de quantifier leurs variations spatio-temporelles, trois zones ont été délimitées le long de la colonne d'eau : la zone de surface, la zone intermédiaire et la zone plus profonde (ci-après désignée : zone de subsurface). La première zone correspond à la couche de mélange dont la profondeur moyenne a été estimée pour chaque période d'échantillonnage (tableau 5.1, chapitre 5). La zone intermédiaire à l'interface entre la couche de mélange et la couche plus profonde se confond avec la thermocline. La zone localisée sous la thermocline saisonnière se définit comme la zone de subsurface. Les limites de ces zones sont donc approximativement fixées en fonction de la profondeur de la couche de mélange (MLD), de la thermocline et de la couche de subsurface, déterminés à chaque station à l'aide des profils de température et de densité.

6.3.1 Eaux de surface

Il convient de préciser que les eaux de surface, du fait de leur caractère variable, sont difficiles à définir comme une masse d'eau. Les eaux de surface en formation dans une région donnée peuvent être déplacées et se trouver ailleurs, dans une autre région où elles se mélangent avec les eaux environnantes. Dans notre étude, nous nous limiterons à déterminer les marges des variations de propriétés de température-salinité des eaux de surface, sans pour autant les considérer comme une masse d'eau.

Les gammes de température potentielle, de la salinité et de la densité potentielle des eaux de surface durant juillet-aout, septembre et février sont illustrées au tableau 6.1. En juillet, les eaux de surface ont une température moyenne comprise entre 27.4 et 28.71°C, une salinité de 37.51 – 37.85° ppt, et une densité 1024,2 kg/m3 à 1024,6 kg/m3.

Tableau 6.1 : Les gammes de température potentielle (θ), de salinité (S) et de la densité potentielle (σ_θ) des principales masses d'identifiées dans le Golfe de Tadjourah et leurs variations saisonnières

Masses d'eau	Juillet-aout	Septembre	Février
GTSW			
S(ppt)	37.51 – 37.85	37.81 – 38.71	36.92 – 37.41
θ (°C)	27.4 – 28.71	30.56 - 31.56	20.6 - 26.7
σ_θ (kg/m3)	24.2 - 24,6	23.23 – 24.65	24.4 – 26.22
GTSSW I			
S(ppt)	37.25 – 37.5	36.96-37.15	-
θ (°C)	18.31 – 21.62	16.72- 19.31	
σ_θ (kg/m3)	26-27	26.5 – 27.5	
GTSSW II			-
S(ppt)	37.6 – 37,88	37.1 – 37.8	
θ (°C)	18.2 – 18.52	16.72 – 17.6	
σ_θ (kg/m3)	27 - 28	27.5 - 28	
GTSSW III			-
S(ppt)	38 – 38.5	38 – 38.5	
θ (°C)	17-18	17-18	
σ_θ (kg/m3)	27-28	27-28	

En septembre, les eaux de surface sont nettement plus chaudes (30,56 - 31.56°C) et plus salées (37,81 - 38,71 ppt). En février les valeurs de température et de salinité sont beaucoup plus basses et la densité plus élevée (24,4 – 26,22). Cela montre que les eaux de surface dans le GdT présentent une forte variabilité saisonnière. Mais, pour une période donnée, elles varient dans une gamme de température et de salinité plus restreinte.

6.3.2 Les eaux intermédiaire (thermocline)

La zone intermédiaire qui contient la thermocline se caractérise par une forte dispersion s'étendant sur des profondeurs comprises entre 20 et 60 m. Dans cette zone, on remarque une importante variation de la salinité. Or, l'eau occupant cette couche ne peut cependant être désignée comme une masse d'eau bien définie car aucune relation de température-salinité ne la caractérise. Elle se compose d'un ensemble de points éparpillés.

La figure 6.2 montre la dispersion de la salinité en fonction de la profondeur. Pour la période de juillet et septembre, l'écart-type atteint un maximum de 1 entre 30 et 60 m de profondeur. Dans cette zone, il reste supérieur à l'écart-type moyen. En février, l'écart-type reste inférieur à 0.2 entre la surface et 120 m. Il n'atteint une valeur de 0.4 qu'à 150 m. Ces résultats illustrent la dispersion des eaux types observées dans la zone de la thermocline sur le diagramme θ-S (Fig. 6.1). Ils montrent également que la variabilité des caractéristiques des eaux qui occupent la couche intermédiaire est plutôt associée à la salinité. Les profils de la densité indiquent en effet des inversions dans la zone comprise entre 25 et 60 m et à 80 m à la station E02 (Fig. 4.1). Les processus physiques responsables de cette variabilité seront abordés ultérieurement dans une section à part, une fois que les différentes masses d'eau seront bien définies et spatialement localisées.

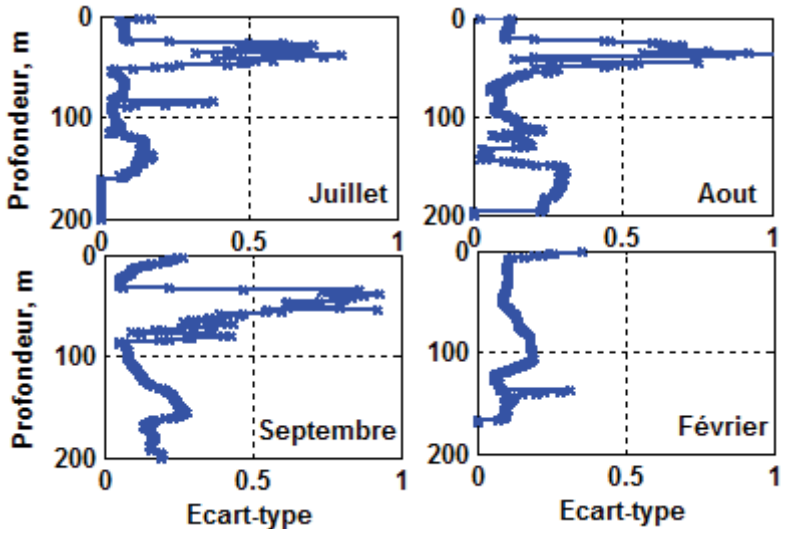


Figure 6.2 : Variance (Ecart-type) de la salinité en fonction de la profondeur, en juillet, aout, septembre et février. A noter la forte variance de la salinité entre 30 et 60 m de profondeur durant les mois de juillet, aout et septembre

Tableau 6.2 : Ecart-type moyen de la salinité à chaque station et pour chaque période d'échantillonnage

Station	Juillet ± ΔS	Septembre ± ΔS	Février ± ΔS
E01	0.015	0.31	0.19
E02	0.31	0.58	0.09
E03	-	0.51	0.096
E04	-	0.51	0.15
C03	-	0.59	0.1
C02	0.35	0.58	0.05
C01	0.4	0.67	0.1
W01	0.2	0.50	0.06
Ecart-type moyen	0.25	0.53	0.1

6.3.3 Eaux de subsurface

La zone de subsurface a été définie entre la limite inférieure de la thermocline et 200 m de profondeur. Pour mieux analyser les caractéristiques des eaux dans cette zone, nous avons supprimé les données de température et salinité dans la couche de mélange et la thermocline, pour réaliser les diagrammes θ-S. Chaque diagramme θ-S comprend les données de deux profils à chaque station. Les résultats sont illustrés aux figures 6.3 et 6.4 et 6.5.

Les quatre diagrammes θ-S de juillet aux stations E02, C01, C02 et W01, révèlent la présence de trois masses d'eau bien définies (Fig. 6.3). La première est représentée par un minimum de salinité (S ≈ 37 ppt), la seconde par un premier maximum S = 37.5 ppt et la troisième par un deuxième maximum S = 38 ppt. Notons ces masses d'eau de subsurface respectivement GTSSW I, GTSSW II et GTSSW III (Gulf of Tadjourah Subsurface Water I, II et III).

On constate aussi des différences spatiales dans la composition de ces masses d'eau entre les stations. A la station E02, on n'observe que les deux masses d'eau. La première (GTSSW I, S = 37.2 ppt) est comprise entre les isopycnes 26 kg/m3 et 27 kg/m3 avec des températures variant de 18.31°C à 21.62°C. La seconde (GTSSW II), se situe entre les isopycnes 27 kg/m3 et 28 kg/m3, conserve la même température mais se distingue par un maximum de salinité (38 ppt). Aux stations C01 et C02, les trois masses d'eau (GTSSW I, GTSSW II et GTSSW III) apparaissent clairement. A la station W01, on n'observe que les masses d'eau GTSSW I et GTSSW II. L'absence de la troisième masse d'eau (S = 38 ppt) à cette station s'expliquerait par le fait que les profils verticaux n'atteignent que 134 m. Une inversion de gradient de la température apparait entre les masses d'eau GTSSW I et GTSSW III. Les températures

passent de 15,6°C à 100 m (GTSSW I) à 17,2-18°C à 150 m (GTSSW III). GTSSW I (plus froide et moins salée) se trouve au-dessus de GTSSW III (plus chaude et plus salée).

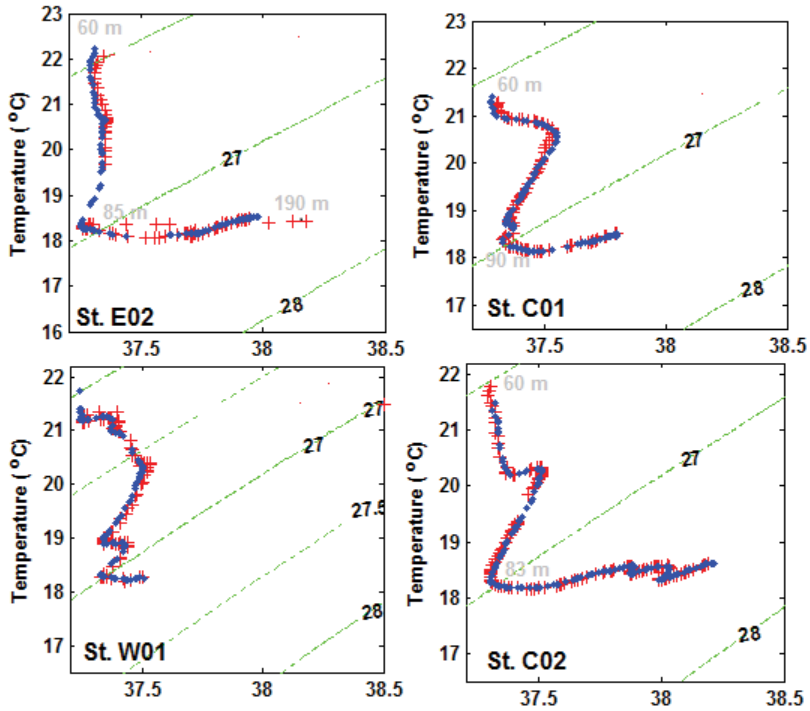


Figure 6.3 : Diagrammes θ-S aux stations E02, C01, C02 et W01 échantillonnées durant les mois de juillet-aout 2013.

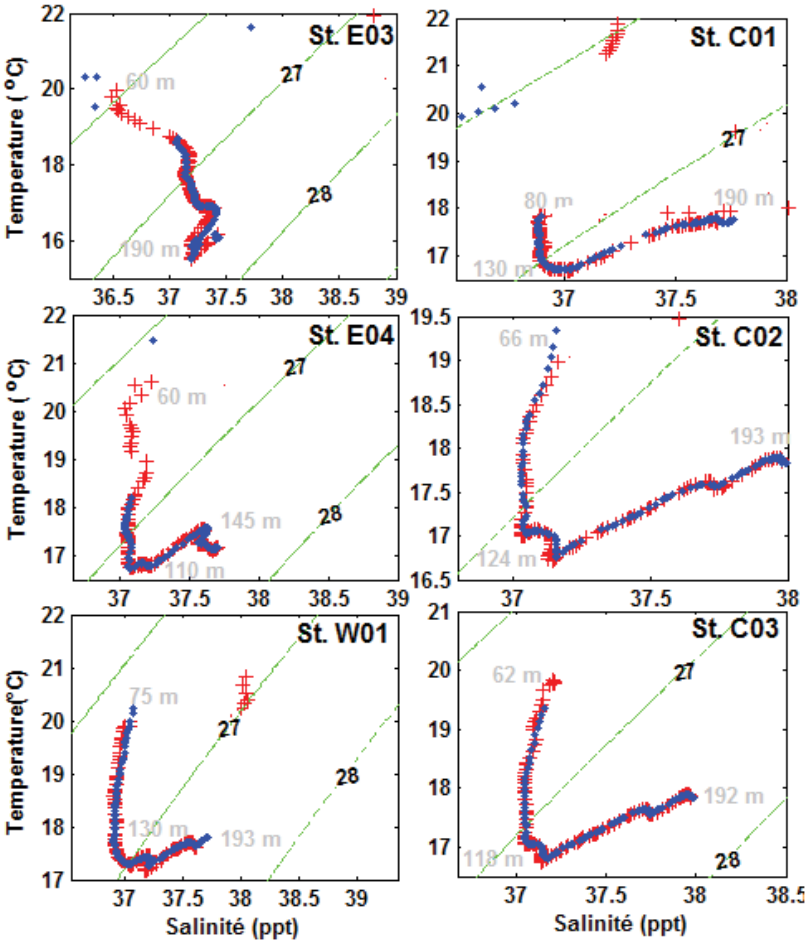
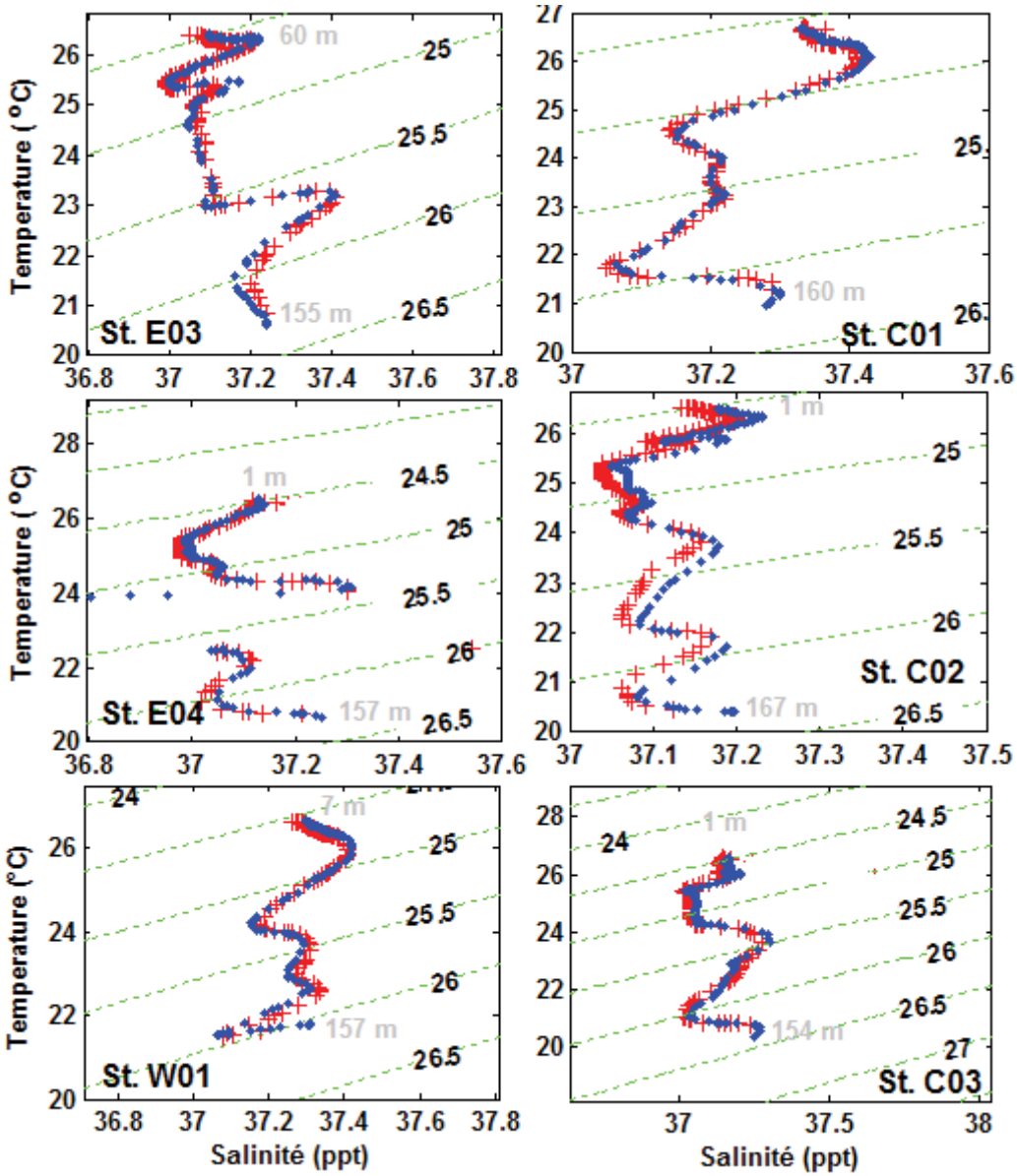


Figure 6.4 : Diagrammes θ-S pour la période de septembre. Les mesures sont réalisées sur les mêmes stations de mesures, ici les six stations sont représentées

Figure 6.5 : Diagrammes θ-S pour la période de février. Données collectées sur les même stations que celles de juillet-aout et septembre.



L'examen des sections de la salinité montre que la salinité reste homogène presque sur toute la colonne d'eau (0-200m), à l'exception d'un faible gradient entre l'est et l'ouest. Il s'agit donc des eaux de surface plus ou moins mélangées qui s'étendent sur presque toute la profondeur comprise entre la surface et 160 m. Ceci est conforme avec les résultats du chapitre 5 indiquant une MLD plus épaisse en hiver qu'en été. Toute la couche de mélange est composée d'une eaux de caractéristiques température-salinité relativement homogènes. Cependant, des faibles différences spatiales s'observent notamment entre la partie est moins salées (S = 37 ppt) que les parties ouest et sud du golfe (S = 37.4 ppt).

Les masses d'eau que nous venons de décrire diffèrent par leurs caractéristiques physiques (température-salinité). Ces propriétés peuvent être acquises ailleurs dans les régions de leurs formations et conservées tout au long de leur trajet. Auquel cas, elles devraient normalement présenter les signatures connues des masses d'eau de leurs régions de formation. Elles peuvent aussi se former sur place en fonction des conditions spécifiques du lieu de leur résidence et également par les mélanges des autres masses d'eau. Afin de pouvoir déterminer l'origine des masses d'eau observées dans le GdT, une analyse comparative de leurs propriétés température-salinité et de densité avec celles des masses d'eau des régions environnantes notamment le Golfe d'Aden, est présentée dans la section suivante.

6.3.4 Origines des masses d'eau identifiées dans la couche supérieure du GdT

Les masses d'eau du Golfe d'Aden ont fait l'objet de plusieurs études et leurs caractéristiques sont relativement bien connues. Nous avons utilisé ici, les valeurs de température, de salinité et de densité issues de trois études de références sur les masses d'eau de cette région, notamment Stirn et *al*. (1985), Al Saafani et Shenoi (2006) et Morcos et Abdallah (2012).

L'étude de Al Saafani et Shenoi (2006) est de loin la plus exhaustive. Elle donne des détails sur la composition et les variations mensuelles des masses d'eau du Golfe d'Aden. En regroupant toutes les données collectées lors de différentes campagnes réalisées dans le GdA, ces auteurs ont identifié quatre masses d'eau : GASW (Eau de Surface du GdA), GAIW (Eau Intermédiaire du GdA), RSOW (Eau de la Mer Rouge) et GADW : (Eau Profonde du GdA). Ces masses d'eau sont illustrées sur le diagramme θ-S type du GdA (Fig. 1.6 : chapitre 1). Les courbes θ-S émanant des travaux de Morcos et Abdallah (2012) et de Strin et *al*. 1985 donnent seulement les valeurs moyennes annuelles pour chaque masse d'eau. La comparaison de ces résultats avec ceux de notre investigation est présentée dans les tableaux 6.3.

Aussi, ces auteurs ont étudié la structure hydrographique du Golfe d'Aden au cours de différentes époques mais ont tous identifié et décrit les mêmes masses d'eau dont les caractéristiques varient légèrement.

6.4.1.1 Les Eaux de Surface du Golfe d'Aden

Al Saafani et Shenoi (2006) ont localisé les masses d'eau de surface du Golfe d'Aden (Golfe of Aden surface Water : GASW) entre 0 et 100 m. Ils ont défini cette masse d'eau par une densité comprise entre 22.2 kg/m3 et 24.4 kg/m3, une température de 21 à 32°C en été et de

22 à 26°C en hiver. La salinité moyenne varie entre 35.4 et 36.8 mais dépasse 37 psu durant les mois d'aout et de septembre dans la partie ouest du GdA (Al Saafani et Shenoi, 2006). Ces derniers précisent cependant la forte variabilité spatio-temporelle et même d'un profil à l'autre, particulièrement dans l'ouest du GdA. Ils ont estimé la variance de la salinité à 1 psu. A l'ouest du GdA qui reçoit l'eau sortant de la Mer Rouge, ils ont observé que la salinité reste supérieure à 37. Alors qu'à l'est du Golfe d'Aden, la salinité moyenne est de 35.5.

Morcos et Abdallah (2012), situent GASW entre 20 et 150 m, le long des isopycnes 25 kg/m3 et 25,5 kg/m3, avec des températures (18-30°C) et une salinité (35,6-37,8). Stirn et *al.*(1985) l'ont localisée entre 0 et 150 avec des températures (13-28°C), de salinité (35.3-35.8), de densité (22-24) et O2 (4-5 ml/l) à la surface (0 m) et des températures de 16-25°C, des salinité de 35,4 à 36,3, une densité de 24,-25,4 et O2 (1-4,5 ml/l) entre 20 et 125 m.

Tableau 6.3 : Comparaison des caractéristiques des eaux de surface du Golfe d'Aden avec GTSW

Eaux de surface	Morcos et Abdallah (2012)	Stirn et *al.*(1985)	Al Saafani et Shenoi (2006)	**Campagnes 2013-2014 GdT**
S (psu, ppt)	35.6-37.8	35,4-36.8	35.4 – 36.8	**36.92 – 38.23**
θ (°C)	18-30	16-30	21 - 32	**23.51 – 31.54**
σ_θ (kg/m3)	25-25.5	22-25.4	22.2 – 24.8	**24.2 – 25.6**
O2(ml/l)	3 – 4	1-5	5	**5**
Profondeur (m)	20 - 150	0-125	0 - 100	**0 – 150**

Concernant les eaux de surface du Golfe d'Aden, on note des variations des propriétés de température-salinité d'une étude à l'autre. Ces différences s'expliquent par la nature des données utilisées mais aussi d'éventuelles variabilités interannuelles et spatiales propres à cette région. D'autres travaux tels que Khimitsa et *al.* (1968), Mohammed et *al.* (1996) et Mohamed (1997) rapportent les variations saisonnières très marquées de GASW. Durant l'été, les eaux de surface restent relativement homogènes avec des températures [30.5 ; 31], une salinité de [36.6 37] et une densité de σ_θ = [24 ; 25], d'après Maillard and Soliman, 1986.

6.4.1.2 Eau de Subsurface du Golfe d'Aden

Al Saafani et Shenoi (2006) ont situé la masse d'eau de subsurface entre 120 et 450 m, au niveau de l'isopycne 26,5 kg/m3. Les observations de ces auteurs indiquent que cette masse

d'eau présente une faible variation annuelle de température (0.7 à 3 °C). Morcos et Abdallah (2012) ont nommé cette masse d'eau « Eau de Subsurface du Golfe d'Aden» et l'ont située entre 150 et 250 m, avec σ_θ = [26 ; 27] ; θ = [11 ; 19°C] et S = [35,4 ; 36,5]. Ils précisent que cette masse d'eau de faible salinité est comprise entre les deux masses d'eau beaucoup plus salées : GASW et RSW. La GASSW se distingue également par sa faible concentration en O2 qui est caractéristique des eaux de la Mer d'Arabie. Dans le GdA, GASSW subit des remontées et des descentes en fonction de saisons. Ces observations rapportées par Morcos et Abdallah (2012) rejoignent nos observations. Les GTSSW I et II que nous avons localisées entre 50 et 80 m se situent bien entre les eaux très salées : les eaux de la thermocline au-dessus et la GTSSW III en dessous. De même, Stirn et *al.* 1985 distinguent deux masses d'eau de subsurface. La première, localisée entre 70 et 400 m, est caractérisée par des températures (24-30°C), de salinité (36-36,8), de densité (26-26,5kg/m3) et O2 (2-1.2 ml/l). La seconde est plus profonde (200-500 m), avec des températures de 13-16°C, de salinité de 35,5 à 36,5, une densité de σ_θ = 26,-27,2 et O2 (5-1 ml/l). Quoique qu'elles correspondent à des profondeurs différentes, ces masses d'eau de subsurface correspondraient à GTSSW I et GTSSW III de densités respectives de 26-27 kg/m3 et 27-28 kg/m3. Les deux masses d'eau sont bien délimitées par les isopycnes 26-27 kg/m3 et 27-28 kg/m3 comme dans notre étude.

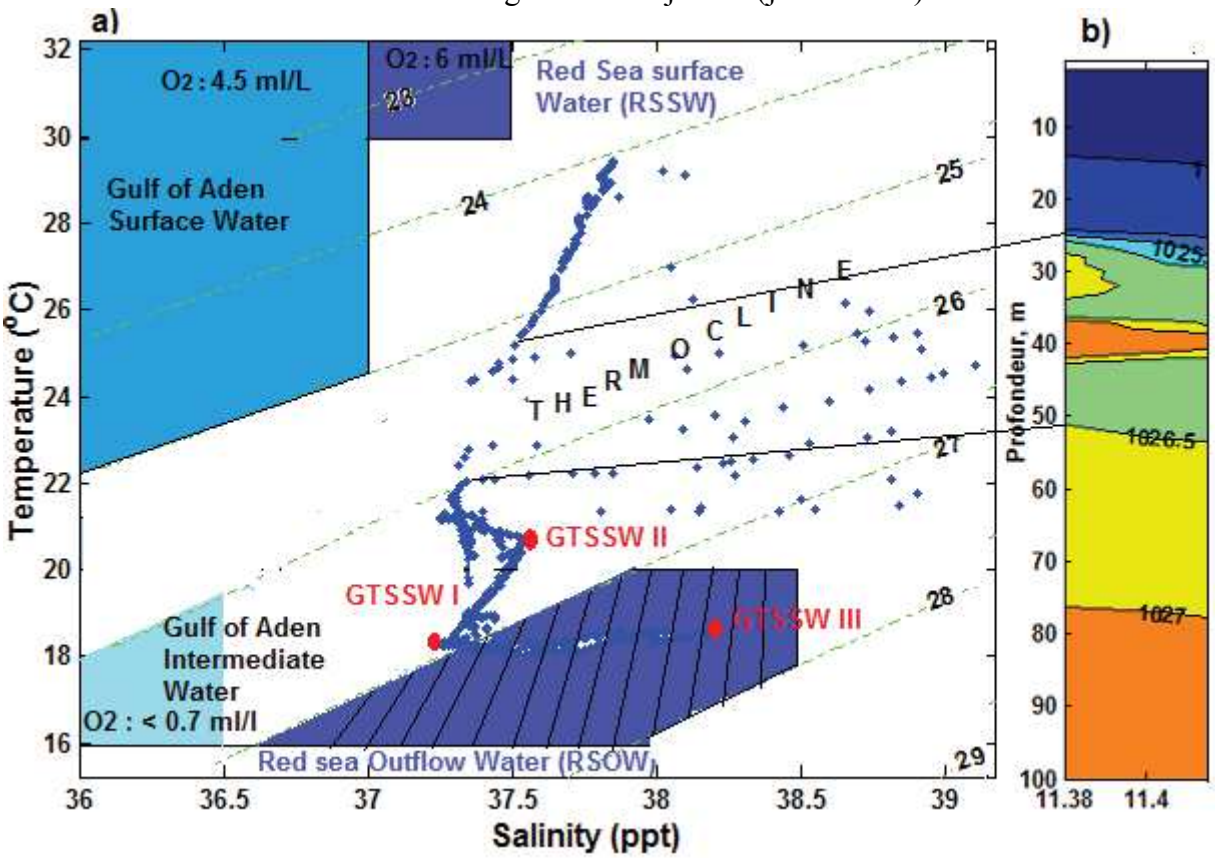
RSOW (Red Sea Outflow Water)

Cette masse d'eau correspond aux eaux qui sortent de la Mer Rouge par le seuil élevé du détroit de Bab-l-Mandeb. Dans plusieurs études (Bower et *al*. 2000, Aiki et *al*. 2006), elle est identifiée sans ambigüité grâce à sa salinité élevée, S = [35,2 ; 38] ; σ_θ = [27 ; 28] ; θ = [7 ; 20°C]. Dans le GdA, la RSOW se situe entre 350 et 1050 m de profondeur (Al Saafani et Shenoi, 2006). L'inversion de la température et le maximum de salinité (S=38,2) observées dans GTSSW III laissent supposer qu'il s'agit de la RSOW. L'upwelling que connait la région ouest du Golfe d'Aden pourrait expliquer la présence de la RSOW dans le GdT à des profondeurs relativement faibles. D'ailleurs, Morcos et Abdallah la situe à environ 300 m de profondeur à l'ouest du GdA et à 900 m plus à l'est.

La figure 6.6 a et b, présente les propriétés de température-salinité des principales masses d'eau que nous venons de décrire, superposées aux masses d'eau identifiées dans le Golfe de Tadjourah pour la période d'été (a) et pour la période d'hiver (février). Il apparait clairement que les masses d'eau présentes dans la couche supérieure du Golfe de Tadjourah durant la

période d'été se rapprochent plus des eaux de la Mer Rouge. La masse d'eau localisée entre la surface et 150 m de profondeur en février est plus proche par sa salinité des eaux de la Mer d'Arabie.

Figure 6.6 : a) diagramme θ-S de la période de juillet, auquel sont reportées les masses d'eau de références des mers environnnantes (Mer Rouge et Golfe d'Aden). Ces masses d'eaux sont répertoriées par leurs densité, pour les température et salinité déterminées ; b) section nord-sud de la densité dans le golfe de Tadjourah (juillet 2013)



6.3.5 Le mélange vertical des masses d'eau par la double diffusion

Nous avons vu que, durant l'été, la couche supérieure (0-200 m) est stratifiée. Elle se compose des eaux de surface et de trois masses d'eau de subsurface. Entre les eaux de surface et les masses d'eau plus profondes de subsurface, se trouve une zone caractérisée par une forte variance et une dispersion des eaux-types (voir fig. 6.1 et fig. 6.2). Nous abordons ici les propriétés de cette couche intermédiaire et les effets sur les masses d'eau environnantes notamment GTSSW I et GTSSW II.

Comme nous l'avons vu aux chapitres 2 et 3, les eaux de la couche intermédiaire qui comprend la thermocline, sont très salées (S>38 ppt). Celles-ci contrastent avec les eaux de la

couche de mélange plus ou moins "homogène" du dessus et la masse d'eau de subsurface (GTSSW I) plus froides et moins salées en dessous. Or, les courants mesurés en juillet et les courants géostrophiques estimés à partir des profils de température et salinité montrent tous un courant zonal plus fort et portant vers l'ouest dans cette tranche d'eau. Le transport de sel et de chaleur indiquent aussi un flux maximal d'eau salée et froide dans la direction est-ouest. Ces conditions sont favorables à la double diffusion (Kelley et *al*. 1984; Ruddick, 2003 et Ruddick and Richards, 2003). La température ayant une diffusivité moléculaire (1.4×10^{-7} m²/s) 100 fois plus élevée que celle de la salinité (2×10^{-9} m²/s), la chaleur diffuse plus rapidement que la salinité. Cette différence induit des effets différents sur la densité et donc sur la stabilité de la parcelle d'eau (Ruddick et *al*. 1997). Les parcelles d'eau salées de la couche du dessus perdent plus rapidement la chaleur et plongent dans l'eau froide de la couche en dessous. Consécutivement, dans la couche de dessous, la température s'homogénéise mais l'eau plus salée remonte et pénètre la couche du dessus (Fig. 6.7).

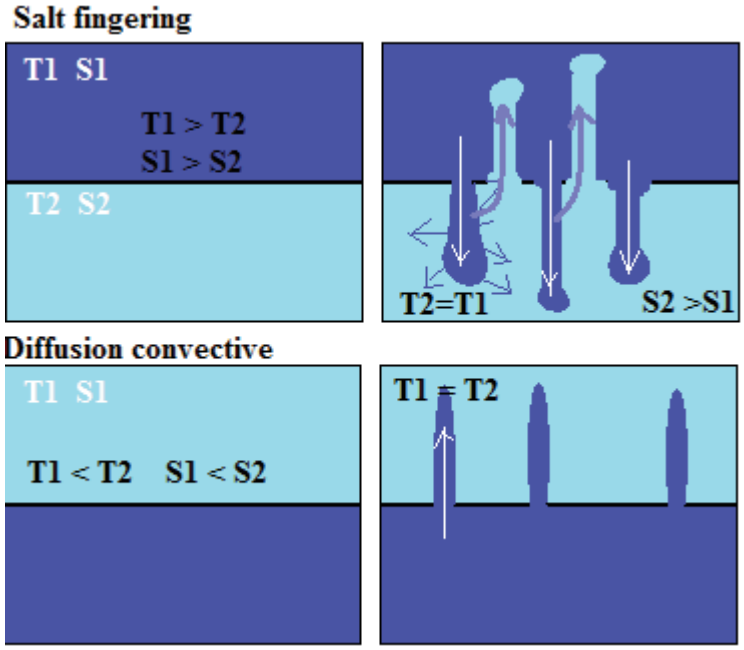


Figure 6.7 : Schéma montrant les deux types de double de diffusion : *Salt fingering* (haut) et diffusion convective (bas). Notons que dans le dernier cas, il n'y a pas de diffusion de masses, la diffusion n'affecte que la chaleur (d'après Schmitt, 1981).

Stern (1960), nomma ces déplacements verticaux des parcelles d'eau "*Doigts de sels*" (en anglais *Salt fingers*). Dans le cas contraire, lorsque l'eau froide et moins salée se trouve au-dessus de l'eau chaude et salée, la double diffusion est de type "*diffusion convective*" (en anglais "*layering*"). L'eau chaude et salée de la couche inférieure monte, perd de la chaleur au contact avec l'eau froide de la couche supérieure puis replonge. Le schéma de la figure 6.7 illustre ces deux types de double diffusion.

La double diffusion est souvent étudiée à l'aide du rapport de densité (Schmitt, 1981, 1987, 1988 ; Carpentier et *al*. 2011). En effet, ce paramètre mesure les effets de la température et de la salinité sur la densité. Autrement dit, il représente la capacité du gradient thermique à stabiliser le gradient adverse de salinité. Sa valeur renseigne sur la stabilité et permet de prédire, à partir de la stratification initiale, le type de double diffusion susceptible de se produire (May and Kelley, 2002). Dans le cas de *salt fingering*, les effets déstabilisants de la salinité sont équilibrés par les effets stabilisant de la chaleur.

$$R_\rho = \frac{\alpha\,\Delta T}{\beta \Delta S} \qquad \textbf{(6.1)}$$

Théoriquement la double diffusion par *salt fingering* se produit pour $1 < R_\rho < \frac{K_T}{K_S} \approx 100$; K_T et K_T, les diffusivités moléculaires de la température et de la salinité, d'après Schmitt (2011). Cependant, plusieurs travaux d'observation et les expériences en laboratoires (Turner, 1968 ; Turner, 1971) montrent que le processus de *salt fingering* devient maximal quand R_ρ est compris entre 1 et 2 (May and Kelley, 2002 ; Radko, 2013).

Contrairement au *salt fingering*, la diffusion convective n'implique pas le transfert de sels. La salinité est une composante stabilisante. Ce type de double diffusion se développe quand le rapport de densité se situe entre 0 et 1. Les valeurs négatives de R_ρ indiquent que la stratification est stable et n'est favorable à aucun de deux type de double diffusion (Ruddick, 1997).

Au regard de la stratification de la colonne d'eau mise en évidence pour la période d'été, la double diffusion serait de type *doigts de sels*, dans le Golfe de Tadjourah. La couche d'eau très salée emmenée par l'advection (eaux de la thermocline) se situe au-dessus des eaux de subsurface moins salées et plus froides. Afin de savoir si la forte dispersion observée dans la thermocline est liée au processus de double diffusion, en particulier au *salt fingering*, nous avons estimé R_ρ à partir des profils de gradients de la température ($\Delta T/\Delta z$) et de la salinité et ($\Delta S/\Delta z$) sur les huit stations de mesure. Le coefficient d'expansion thermiques (α) et le coefficient de contraction haline (β) sont estimés à partir de l'équation d'état de l'eau de mer, ceci donne les valeurs de $0.3 \times 10^{-3}\ °C^{-1}$ et $0.74 \times 10^{-3}\ ppt^{-1}$ respectivement.

Les valeurs calculées de R_ρ à partir de l'équation (6.1), varient verticalement et suivant les stations. Elles s'étendent de $-\infty$ à 180 ; R_ρ devient indéfini quand $\Delta S = 0$. Nous n'avons

considéré ici que les valeurs positives de R_ρ. Le diagramme de la figure 6.8 révèlent que les valeurs comprises entre 1 et 2, favorables au processus de *Salt fingering* sont en fortes proportions au niveau des stations E03 et E04.

La figure 6.9 illustre les sections de salinité et des valeurs de $R_\rho \in [1 ; 2]$ aux mois de juillet-aout et septembre. On remarque que les valeurs de $R_\rho \in [1 ; 2]$ se concentrent dans la zone comprise entre 60 et 80 m. C'est probablement à l'interface entre la thermocline saisonnière et la couche de subsurface juste en dessous que le processus de *salt fingering* semble s'intensifier au niveau des stations E03 et E04, en raison d'une intrusion latérale des eaux salées par advection.

Figure 6.8 : Histogrammes du rapport de densité (Rρ) sur les 8 stations de mesures, pour les valeurs de Rρ comprise entre 0 et 100.

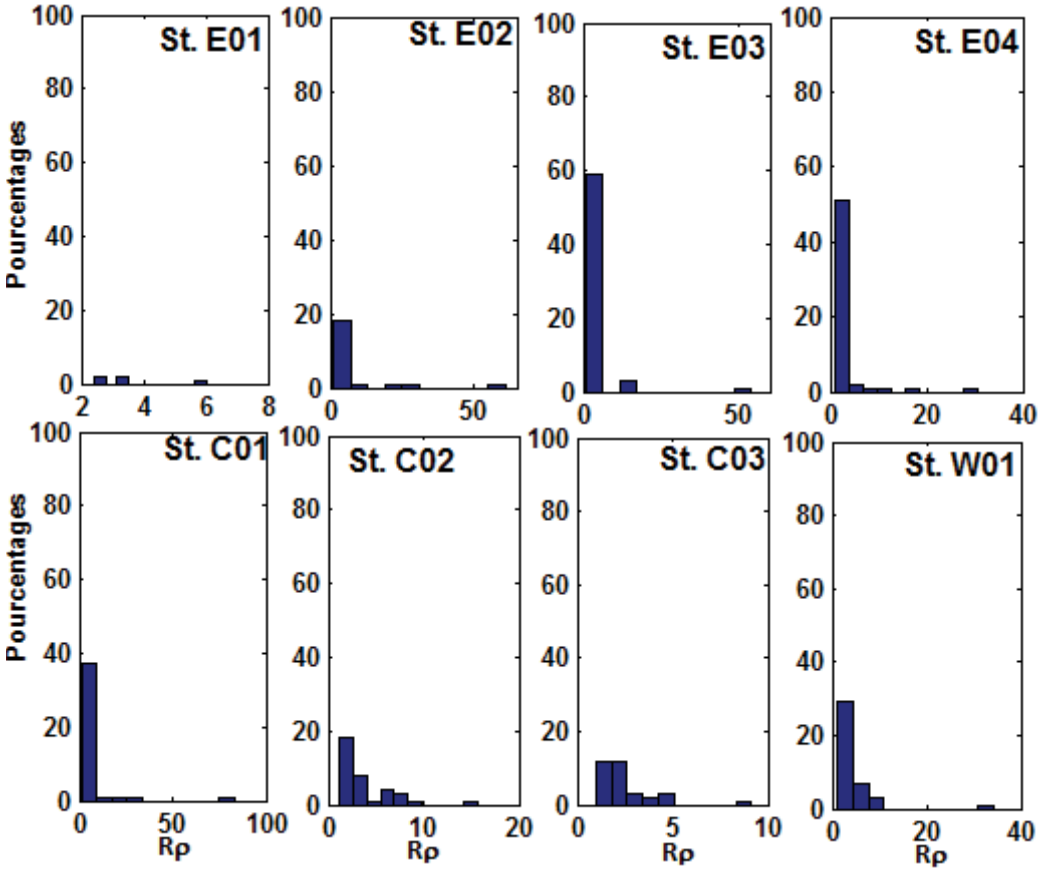
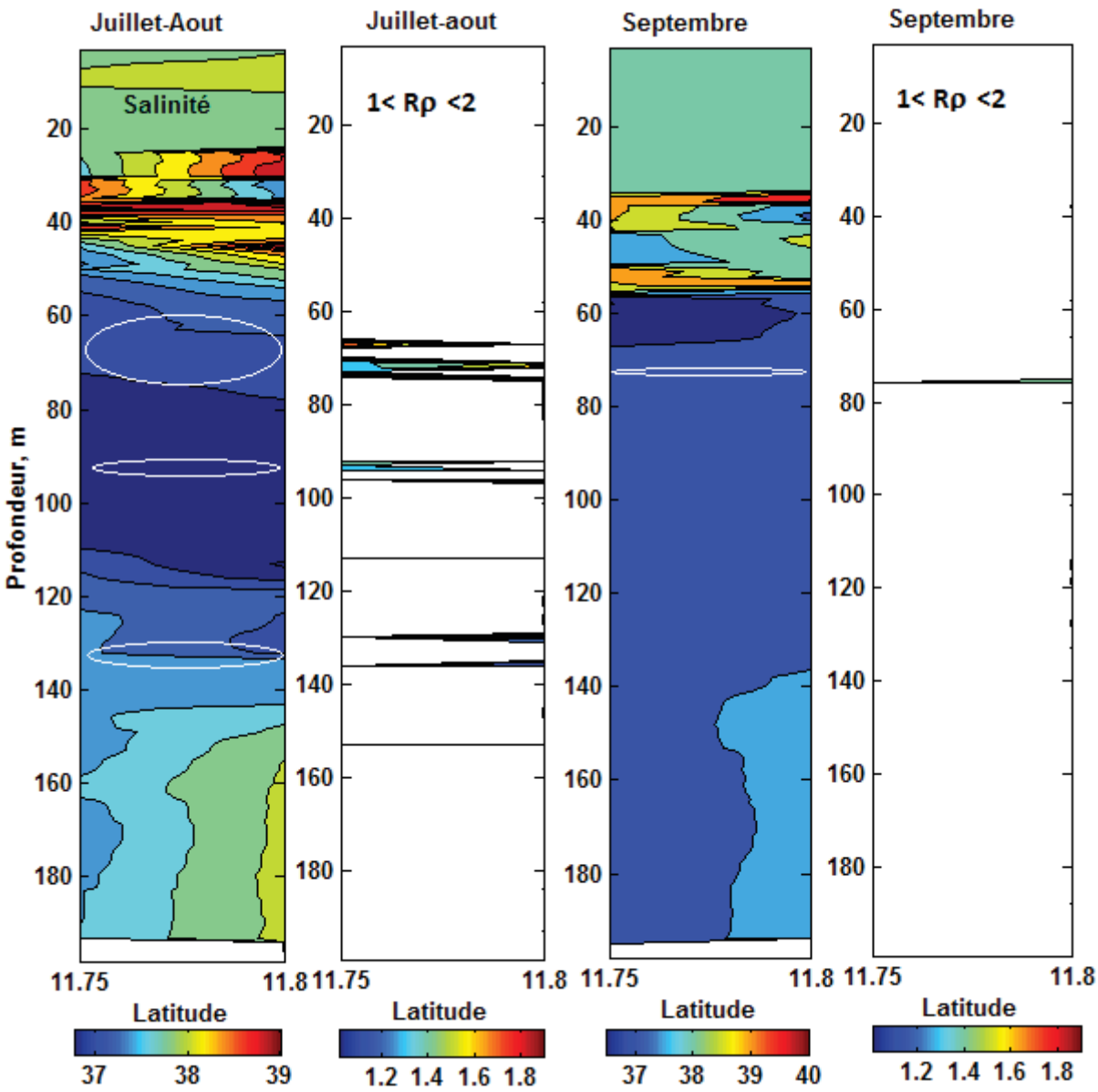


Figure 6.9 : Sections nord-sud de la salinité et du rapport de densité entre les stations E03 et E04. Les valeurs de $\mathbf{R_\rho}$ comprise entre 1 et 2, marquée en cercle blanc, correspondent aux zones potentielle de *salt fingering*.



6.4 Discussion et conclusion

Par l'analyse des diagrammes θ-S, nous avons identifié plusieurs masses d'eau dans la couche supérieure (0-200 m) du Golfe de Tadjourah. Ces masses d'eau présentent des propriétés physiques et biogéochimiques différentes et sont variables d'une période à l'autre. Les différences observées, aussi bien dans leurs structures que dans leur composition, indiquent qu'elles proviennent de régions différentes. Ceci montre que, du fait de sa position

géographique, le Golfe de Tadjourah reçoit des eaux de provenances différentes. Ces eaux semblent impacter notablement la formation des structures thermohalines et biogéochimiques de surface et de subsurface. Nous discutons dans cette partie, les origines des masses d'eau identifiées, leurs variations saisonnières et les processus physiques qui occasionnent ces variations.

Les eaux de surfaces du Golfe de Tadjourah

Ces eaux se caractérisent par une importante variabilité saisonnière (tableau 6.2). Cela semble lié à la fois aux échanges locaux de chaleur avec l'atmosphère et aux échanges d'eau avec les mers environnantes. En effet, le mois de septembre correspond à la période de transition durant laquelle les vents du sud-ouest cessent. Le réchauffement solaire qui présente un second maximum à cette période, augmente la température de la surface de la mer (2eme maximum de la SST, chapitre 2). Ce réchauffement induit également une forte évaporation qui fait augmenter la salinité des eaux de surface (voir tableau 1.3, bilan E-P). L'influence des eaux de surface de la Mer Rouge contribue également à la hausse de la salinité durant cette période.

En février, les eaux de surface se caractérisent par une baisse de la température et de la salinité. La baisse de la température est associée aux vents froids en provenance de la Mer d'Arabie. Ces vents refroidissent et poussent les eaux de la Mer d'Arabie vers le du Golfe d'Aden, et puis vers le Golfe de Tadjourah. Or, l'examen des diagrammes θ-S de février montrent que les propriétés des eaux de surface sont plus proches de celles de la Mer d'Arabie.

Les masses d'eau de subsurface du Golfe de Tadjourah (GTSSW).

Les trois masses d'eau de subsurface que nous avons désignées GTSSW I et GTSSW II et GTSSW III se rencontrent entre 60 et 200 m de profondeur. Ces messes d'eau ne sont présentes que durant la période d'été (juillet, aout et septembre). Les GTSSW I et GTSSW II semblent provenir de l'Eau Intermédiaire du Golfe d'Aden (GAIW). Elles se situent en effet entre les isopycnes 26 k/m3 et 27 kg/m3, dans la gamme de température et de salinité de GAIW. Celle-ci contient la thermocline et semble pénétrer le Golfe de Tadjourah par le nord-est entre 30 et 100 m de profondeur. Cependant, la GAIW est définie par un minimum de salinité de 37 (Al, Saafani and Shinoi, 2006). La forte salinité (38 ppt) des eaux de la thermocline qui la couvrent ne s'explique que par le mélange avec les eaux de surface de la

Mer Rouge. Cette hypothèse concorde avec les observations d'Aiki et *al*. (2006) : La GAIW contient la thermocline principale et se trouve entre 200 et 300 m. Durant l'été sous l'effet du pompage d'Ekman induit par les vents du SO, elle remonte vers la surface (Luther and O'Brian, 1985 ; Bauer et al. 1991 ; smith et al. 1998). La GAIW forme aussi la couche intermédiaire de la structure en trois couches qui caractérise les échanges d'eau entre le Golfe d'Aden et la Mer Rouge au niveau du détroit de Bab-al-Mandeb (Neumann and McGill, 1962 ; Maillard and Soliman, 1986). Obura (2000) rapporte aussi que, ne pouvant dépasser le seuil élevé de Bab-al-Mandeb, les eaux de la thermocline se rabattent sur les côtes est-africaine – qui contient le Golfe de Tadjourah.

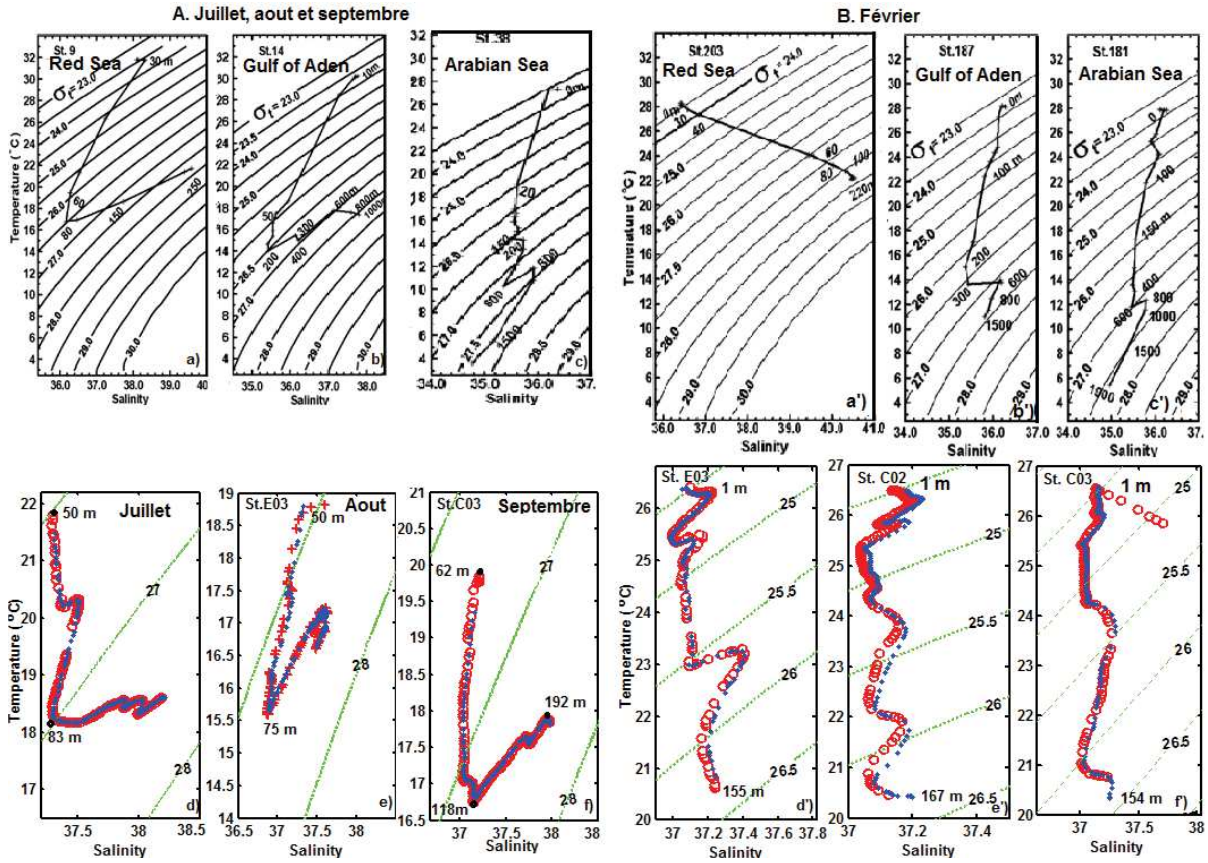
Par ailleurs, l'intrusion latérale des eaux de la thermocline de salinité plus élevée que la couche du dessous donnerait lieu au processus de *salt fingering* qui s'intensifie entre 60 et 80 m mais apparait aussi entre 80 et 100 et puis entre 120 et 140 m. La masse d'eau GTSSW I qui présente un maximum de salinité à 37.5 ppt se formerait probablement par le mélange convectif de type *salt fingering*, des eaux salées de la thermocline avec les eaux de subsurface. Cette hypothèse est confortée par le fait que cette masse n'apparait que sur les stations (E03 et E04) où le processus de *salt fingering* est maximal. Elle disparait en septembre quand les eaux de la thermocline deviennent moins salées et le processus de *salt fingering* s'estompe (Fig. 6.9).

La masse d'eau GTSSW III, qui se distingue par une salinité élevée (>38 ppt) et par une inversion de gradient de la température à partir de 120 m de profondeur, proviendrait de RSOW. Cette hypothèse est confortée par la forte similitude entre la courbe θ-S de la GTSSW III et celle obtenue par Morcos et Abdallah (2012) sur la station n°9 au sud de la Mer Rouge (Fig. 6.10, A). On observe sur le diagramme θ-S de RSOW (st. 9) un minimum de salinité (s = 36 psu) entre 60 et 80 m et un maximum à 250 m, avec une inversion de gradient de la température entre 100 et 150 m, exactement dans la tranche de profondeur où nous avons décelé ce phénomène dans le Golfe de Tadjourah (voir Fig. 4.3-a).

Il est important de noter aussi que le diagramme θ-S de la masse d'eau établi pour la période de février est comparable à celui de la Mer d'Arabie (Fig. 6.10, B). Il n'a en revanche aucun point commun avec le diagramme θ-S représentant les caractéristiques des eaux de la Mer Rouge à cette période (Fig. 6.10).

Les masses d'eau de subsurface ainsi identifiées s'observent aussi sur les sections de la salinité de trois périodes présentées aux chapitres 4 et 5. Par exemple sur la figure 5.3, GTSSW I et GTSSW II correspondraient respectivement aux isohalines 37 ppt et 37.5 ppt et la GTSSW III aux isohalines 37.8 et 38 ppt qui apparaissent à partir de 160 m de profondeur.

Figure 6.10 : Comparaison des diagrammes θ-S obtenus dans le Golfe de Tadjourah, en juillet, aout, septembre et février avec les diagrammes θ-S obtenues durant les mêmes périodes au sud de la Mer Rouge, du golfe d'Aden et en Mer d'Arabie



La structure hydrographique de la couche supérieure du Golfe de Tadjourah montre une grande similitude avec celle du Golfe d'Aden dont il est le prolongement. En effet, tous les deux montrent une couche superficielle avec des eaux influencées par la Mer Rouge durant l'été et par la Mer d'Arabie durant l'hiver. En dessous de cette couche superficielle plus ou moins mélangée, s'intercalent les eaux salées de la thermocline et les eaux de subsurface relativement moins salées. Plus en profondeur, on rencontre l'eau profonde de la Mer Rouge (RSOW).

La présence de RSOW dans le Golfe de Tadjourah soulève cependant quelques interrogations. La RSOW qui sort par le seuil de Bab-el-Mandeb trouve son équilibre de flottabilité dans

l'ouest du Golfe d'Aden entre 400 et 900 m (Bower et *al.*, 2005 ; Aiki et *al*, 2006). Comment cette masse d'eau profonde et dense pourrait se retrouver dans le Golfe de Tadjourah à des profondeurs comprise entre 100 et 200 m ? Cela ne pourrait s'expliquer que par la transformation par le mélange de la RSOW et sa remontée vers des faibles profondeurs par un transport actif. Cette hypothèse est compatible avec les observations de Bower et *al*. (2011) montrant l'implication des tourbillons profonds dans le mélange de RSOW avec les eaux environnantes et sa propagation vers l'est.

Par ailleurs, l'identification des origines de masses d'eau localisées dans le GdT s'est basée sur une approche comparative juxtaposant les courbes θ-S. Quoiqu'il y a des fortes similitudes entre les diagrammes, cette mise en parallèle présente des limites qu'il faut prendre en considération. Les conditions dans la région de formation d'une masse d'eau pourraient subir des variations interannuelles. Par conséquent, l'utilisation d'une étude ancienne comme référence présente le risque que ces conditions ne soient plus d'actualité. Les données plus récentes à l'entrée du GdT pourraient consolider ces observations. L'autre point à prendre en considération est le nombre limité de profils utilisés dans les diagrammes θ-S.

CHAPITRE 7 : Les structures de surface et de subsurface comparées aux sorties du modèle HYCOM

Sommaires

7.1 Introduction……...175
7.2 Méthodologie……...……176
7.2.1 Présentation du modèle HYCOM…….……176
7.2.2 Méthode d'étude……176
7.3 Résultats……177
7.3.1 Température…….....177
7.3.2 Salinité……...182
7.3.3 Masse d'eau……186
7.3.3 Courants marins…….…287
7.3.4 Hauteur de l'eau…….…189
7.3.5 Discussions et conclusions…….…190

7.1 Introduction

Les analyses des champs SST et de CHL-a ont permis d'identifier les structures de surface ainsi que leur variabilité aux échelles saisonnières et interannuelles (chapitre 2). A l'aide des mêmes données satellites et les données de ré-analyses (ECMWF), nous avons corrélé ces structures de surface avec les paramètres atmosphériques et évalué l'implication des interactions air-mers. Nous avons ensuite étudié la structure verticale de la colonne d'eau (0-200 m) à l'aide des données *in situ* collectées à différentes périodes dans la zone d'étude. Tout cela a permis de dégager les principales structures, leurs variabilités spatiales et temporelles ainsi que les processus physiques qui les gouvernent. Cependant, les interprétations et les principales hypothèses développées sur ces processus physiques, se sont basées sur ce qui est connu dans la région, notamment dans l'ouest du Golfe d'Aden. L'absence des études antérieures spécifiques à la zone du Golfe de Tadjourah, ne nous a pas permis de comparer et de confronter nos résultats.

Ce chapitre a pour objectif la validation qualitative des descriptions des structures de surface et de subsurface ainsi que de la dynamique, présentées dans les chapitres précédents. Pour ce faire, nous utilisons les sorties du modèle HYCOM (HYbrid Coordinate Ocean Model), fenêtrées sur la zone du Golfe de Tadjourah pour les comparer à nos résultats. Cette comparaison porte sur les variations horizontales et verticales des champs de la température, de la salinité, des courants marins et des hauteurs d'eau dans les 200 premiers mètres de la couche supérieure. Ce faisant, il s'agit d'abord de tester l'adéquation des résultats d'observations avec ceux du modèle et vice versa. Autrement dit, les sorties du modèle sont-elles compatibles avec les résultats obtenus par l'analyse des données satellites de surface et celles issues des profils verticaux.

Dans cette optique, la première section du chapitre étudie les champs horizontaux de la température, de la salinité, des courants de surface et de la hauteur de l'eau. La deuxième section aborde l'évolution verticale de ces champs suivant les différents niveaux, ainsi que l'identification des masses d'eau dans la zone de subsurface (0-200m) - à partir de données du modèle HYCOM.

7.2 Méthodologie

7.2.1 Présentation du modèle HYCOM

Le modèle HYCOM est un modèle de circulation océanique. Par rapport aux autres modèles de circulation océanique, il a la particularité d'être en "coordonnées verticales hybrides". Ainsi, il intègre à la fois les trois types de coordonnées géopotentielles : la distance (z), les isopycnes, et sigma-t (anomalies de la masse volumiques : ρ-1000). C'est le seul modèle qui soit en coordonnées isopycnal en océan ouvert et stratifié mais qui puisse revenir facilement en coordonnées sigma-t qui suivent la topographie ("terrain-following coordinats" : sigma-t) dans les zones côtières peu profondes et en coordonnées niveau-z dans la couche de mélange et/ou dans les zones non stratifiées de l'océan (Bleck and Boudra, 1981 et Bleck and Benjamin, 1993. La combinaison de ces différents types de coordonnées permet donc l'adaptation de la grille de calcul à la configuration de la zone et au phénomène physique étudié (Chassignet et *al.* 2006). Ainsi, selon la particularité de la zone d'étude (côtières, profondeur, forte variabilité, etc.) et le phénomène physique que l'on veut représenter, on utilise au choix, l'une de trois types de coordonnées ci-dessus listées.

Les sorties du modèle HYCOM utilisées ici sont issues de la simulation numérique de la région (Mer d'Arabie, Golfe d'Aden et Mer Rouge) effectuée par Remy Baraille au SHOM. Le modèle HYCOM a été forcé en utilisant à la fois les données *in situ* (Argo) et les données de la télédétection (forçage météorologiques : vents, flux solaire, température de l'air, etc.) pour générer les sorties du modèle (voir L'Hegaret et *al*. 2015). Les variables du modèle ont été discrétisées sur une grille horizontale (Arkawa C-grid) de 5 km de résolution horizontale et de 32 niveaux en vertical. Nous nous limitons ici à représenter les champs horizontaux et verticaux de température, de salinité, des courants horizontaux et de hauteur d'eau. Les principales masses d'eau de la couche supérieure obtenues à partir des profils de température et de la salinité (données HYCOM) sont également présentées.

7.2.1 Méthode d'étude

Les champs horizontaux issus du modèle HYCOM couvrent toute la Mer d'Arabie et les mers connexes (Golfe d'Aden, Golfe Persique et Mer Rouge). Pour chaque champ étudié, nous avons d'abord limité la zone d'étude en prenant une fenêtre sur tout le Golfe d'Aden et le Sud de la Mer Rouge pour avoir une vue régionale. Ensuite, une zone restreinte au Golfe de Tadjourah est considérée pour analyser les champs à l'échelle locale.

Chaque champ horizontal ainsi délimité à la surface, se présentent en fait, sous forme d'un champ multidimensionnel : X(t,N,lon,lat) ; où t est le temps en jours, N, le nombre de niveau verticaux ; lon et lat : les coordonnées longitude et latitude du champ (X) à représenter.

L'objectif ici étant de comparer les sorties du modèle avec les résultats d'observations, seuls les champs en coordonnées z (distance) sont considérés. Les sorties HYCOM analysées ici se limitent aux données journalières de l'année 2013.

Ainsi, à chaque instant t, chaque champ est calculé sur une grille 3D de 5 x 5 km et de 32 niveaux verticaux (niveau-z). Les champs de surface correspondent au premier niveau du modèle. Pour les profils verticaux, les niveaux supérieurs du modèle, irrégulièrement repartis, sont ensuite régulièrement interpolés dans les 200 mètres supérieurs.

7.3 Résultats

7.3.1 Température

7.3.1.1 Moyenne spatiale journalière de la température de la surface de la mer (SST)

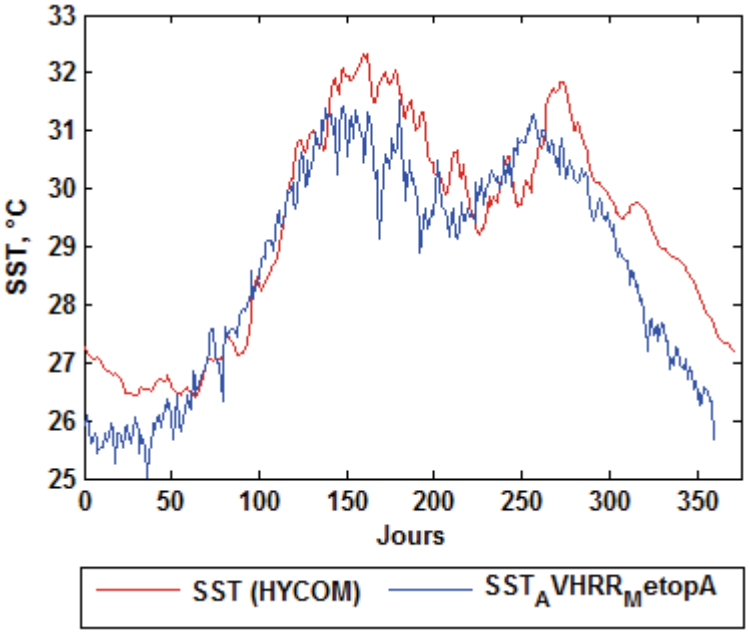


Figure 7.1 : Evolution annuelle de la SST (données du radiomètre AVHRR MetopA en bleu) superposée à la série temporelle issue des sorties du modèle HYCOM (données journalières, années 2013).

Pour la température, nous avons effectué une moyenne spatiale sur la zone d'étude, pour chaque jour. Ceci a généré une série temporelle annuelle (N = 365 jours).

La figure 7.1 montre, pour la même période (année 2013), l'évolution annuelle de deux séries temporelles de la SST (série HYCOM et série issue des données du radiomètre AVHRR_MetopA). Les deux séries temporelles montrent le même profil d'évolution. A l'exception d'un faible décalage, les deux séries révèlent une augmentation de la SST de janvier à mai, une diminution entre juin et juillet, une augmentation d'aout à septembre et une décroissance d'octobre à décembre. La racine carrée de l'erreur quadratique moyenne

(RMSE) entre les données d'observation satellites et celles prédites par le modèle HYCOM est estimée à 1.05.

7.3.1.2 Les moyennes mensuelles de la SST

Les moyennes mensuelles du champ SST calculées à partir des sorties du modèle HYCOM, sur toute la région du Golfe d'Aden et le Sud de la Mer Rouge et sur le Golfe de Tadjourah, sont présentées aux figures 7.2 et 7.3. Dans les deux cas, on observe d'abord à l'échelle annuelle, deux saisons thermiques bien distinctes. De décembre à avril, les températures oscillent entre 25 et 27°C alors qu'entre mai et octobre, elles restent supérieures à 28°C. On note aussi une baisse de la température entre juillet et aout. Il est important de noter que cette baisse de la température n'affecte que le Golfe d'Aden ; elle ne s'étend pas au sud de la Mer Rouge. A l'échelle du Golfe de Tadjourah, les moyennes mensuelles indiquent les mêmes tendances. La saison des eaux froides débute en décembre et s'étend jusqu'à février ; la saison des eaux chaudes débute en mai et se prolonge jusqu'en octobre. Mars, avril et novembre sont les mois de transition. Comme nous l'avions observé avec les données satellites de la SST, (AVHRR MetopA), les données du modèle révèlent aussi la présence des eaux plus froides (en vert/jaune sur la figure) qui restent cantonnées à l'extrême ouest du golfe durant les mois de juillet, aout et septembre (Fig. 7.3).

La structure thermique verticale de la colonne d'eau sur une profondeur de 200 m, a été analysée en réalisant des sections nord-sud et est-ouest à partir des données HYCOM. Comme le montre la figure 7.4, les sections de juillet, d'aout, et de février indiquent la même structure thermique que celle obtenue avec les données *in situ* (voir Fig. 5.2, chapitre 5). Durant les mois d'été (juillet, aout et septembre), seule la fine couche superficielle (< 20 m) est stratifiée. En février, toute la structure thermique est homogène entre la surface et 200 m de profondeur.

Toutefois, les sections obtenues à partir des données HYCOM ont permis de révéler l'évolution de la structure thermique verticale de la colonne d'eau (2-200 m) sur une année complète. Ainsi, on constate que la stratification de la colonne d'eau débute au mois de mai et persiste jusqu'au mois de novembre. On y observe également des différences durant cette même saison. De mai à juin, la stratification s'étend sur 40 à 50 m de profondeur. Elle se réduit à 20 m à partir du mois de juillet, devient inférieure à 20 m entre aout et septembre et disparait entre janvier et avril. Par ailleurs, de mai à septembre, on note l'inclinaison des isothermes vers l'est, comme nous l'avions observé avec les données *in situ.* Les sections nord-sud donnent les mêmes structures verticales que les sections est-ouest de la Fig.7.4.

Figure 7.2 : Les moyennes mensuelles du champ SST calculées à partir du modèle HYCOM, sur le Golfe d'Aden et le sud de la Mer Rouge.

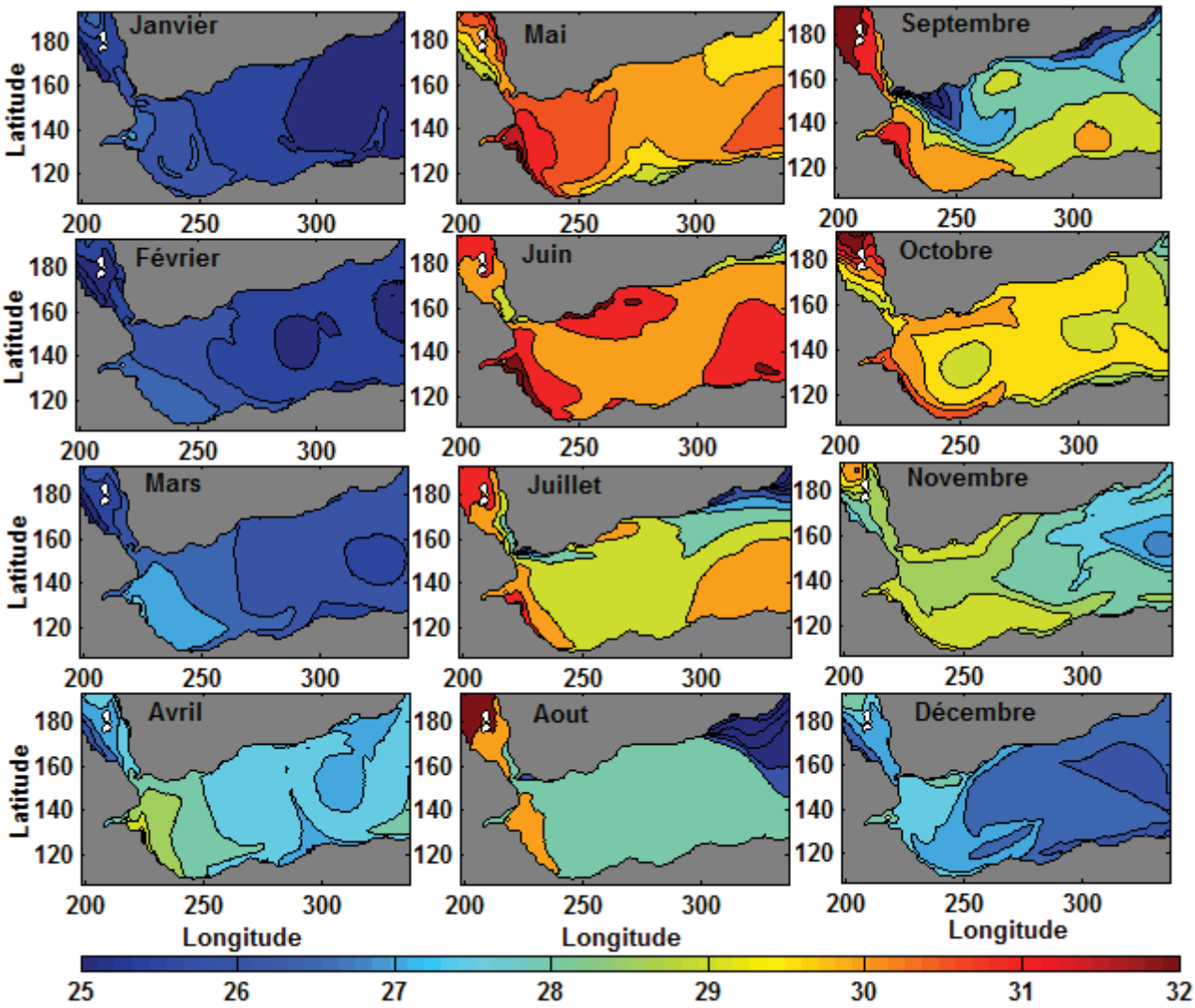


Figure 7.3 : Les moyennes mensuelles du champ SST calculées à partir des sorties du modèle HYCOM sur la zone du Golfe de Tadjourah. La comparaison est faite avec les moyennes mensuelles de la SST issues de AVHRR_MetopA (voir Fig. 2.12).

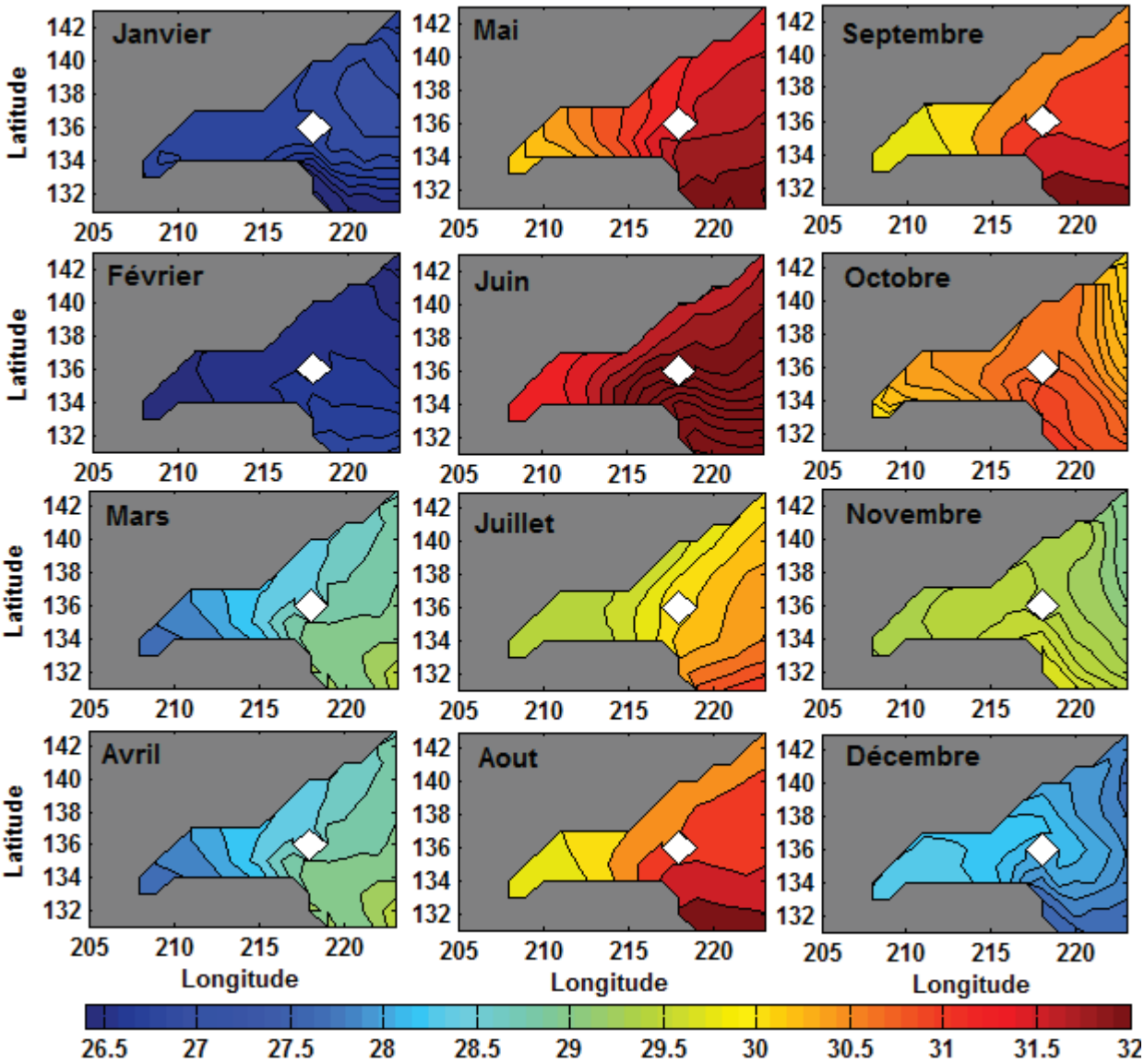
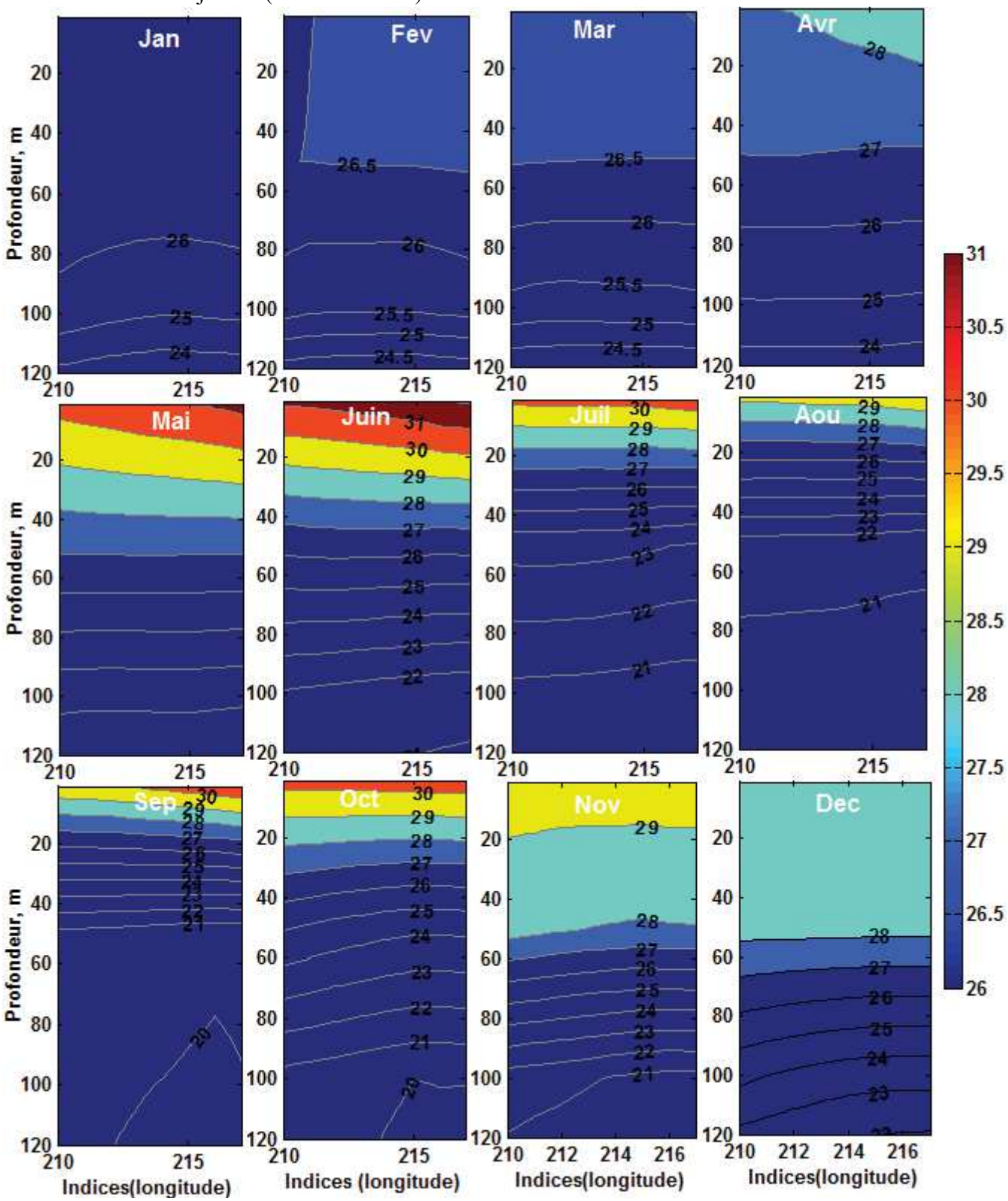


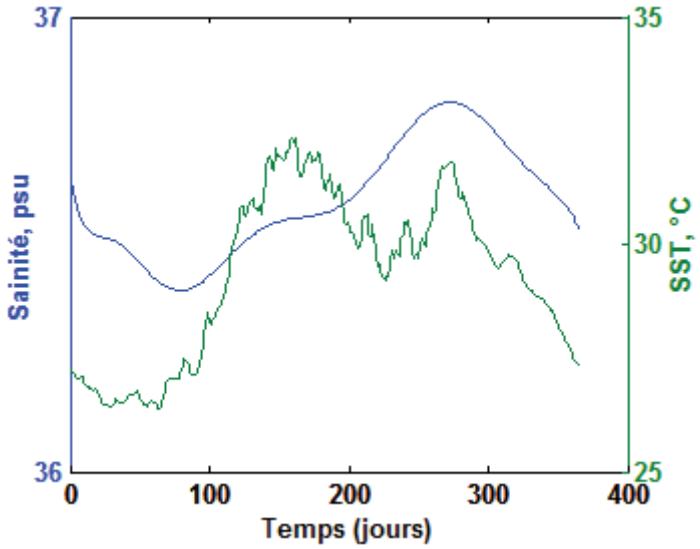
Figure 7.4 : Les moyennes mensuelles des sections nord-sud de la température, à l'est du Golfe de Tadjourah (latitude 43°10').



7.3.2 Salinité

7.3.2.1 Evolution annuelle de la salinité de surface

Figure 7.5 : Evolution annuelle de la salinité de la surface de la mer. Moyennes journalières calculées sur l'ensemble du Golfe de Tadjourah (voir limites de la zone d'étude, Fig. 1.1).



La figure 7.5 montre l'évolution annuelle de la salinité de surface (SSS : Sea Surface Salinity) dans le Golfe de Tadjourah. On observe une légère baisse durant les trois premiers mois de l'année, suivie d'une augmentation jusqu'en septembre (t= 255 jours) durant lequel le maximum annuel est atteint ; la salinité baisse de nouveau pour atteindre le minimum en décembre. A noter la similitude avec l'évolution annuelle de la température. Mais, à la seule différence, la salinité augmente durant l'été. Cela est à mettre en relation avec les masses d'eau du Golfe de Tadjourah durant la période d'été (chapitre 6, Fig. 6.3) et dont l'origine a été identifiée comme l'eau de surface de la Mer Rouge.

7.3.2.2 Les moyennes mensuelles de la salinité de surface

Les moyennes mensuelles réalisées à l'échelle du GdA et du sud de la Mer Rouge indiquent bien la différence de salinité entre ces deux régions (fig. 7.6). On remarque que l'eau de surface de la Mer Rouge pénètre le GdA par le détroit de Bab-el-Mandeb, en particulier entre juillet et octobre. Cela s'observe aussi à l'échelle du Golfe de Tadjourah. D'octobre à juin, la salinité reste faible et présente un gradient est-ouest. Elle augmente entre juillet et septembre, ceci concorde avec nos observations qui ont révélé l'augmentation de la salinité des eaux de surface en septembre et un gradient est-ouest en février (voir section de salinité et propriété des eaux de surface, Tableau 6.3).

Figure 7.6 : Les moyennes mensuelles du champ de la salinité de surface dans la région du Golfe d'Aden et sud de la Mer Rouge. Noter le contraste de salinité entre les deux régions ainsi que le gradient ouest-est dans le Golfe d'Aden (modèle HYCOM).

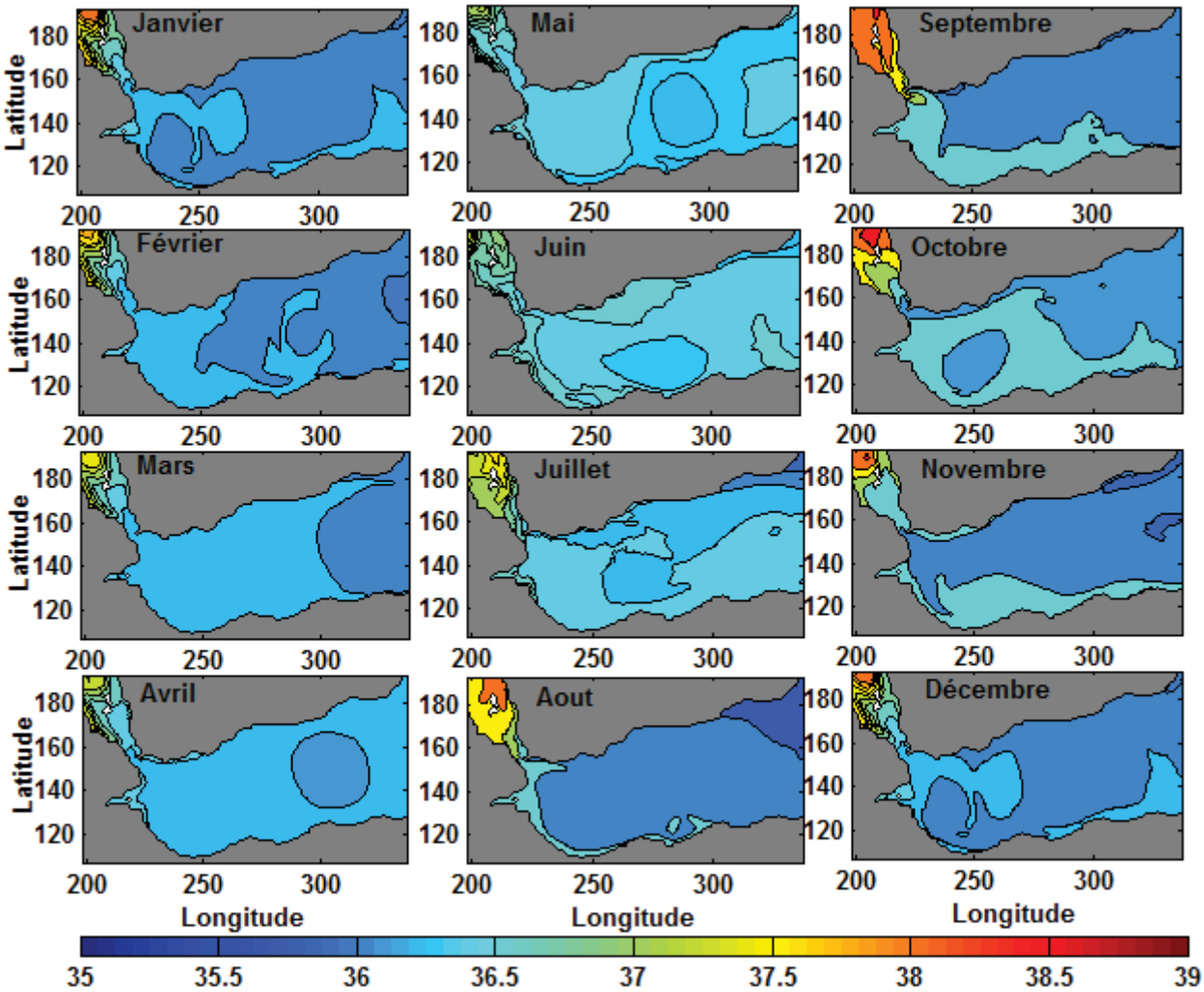
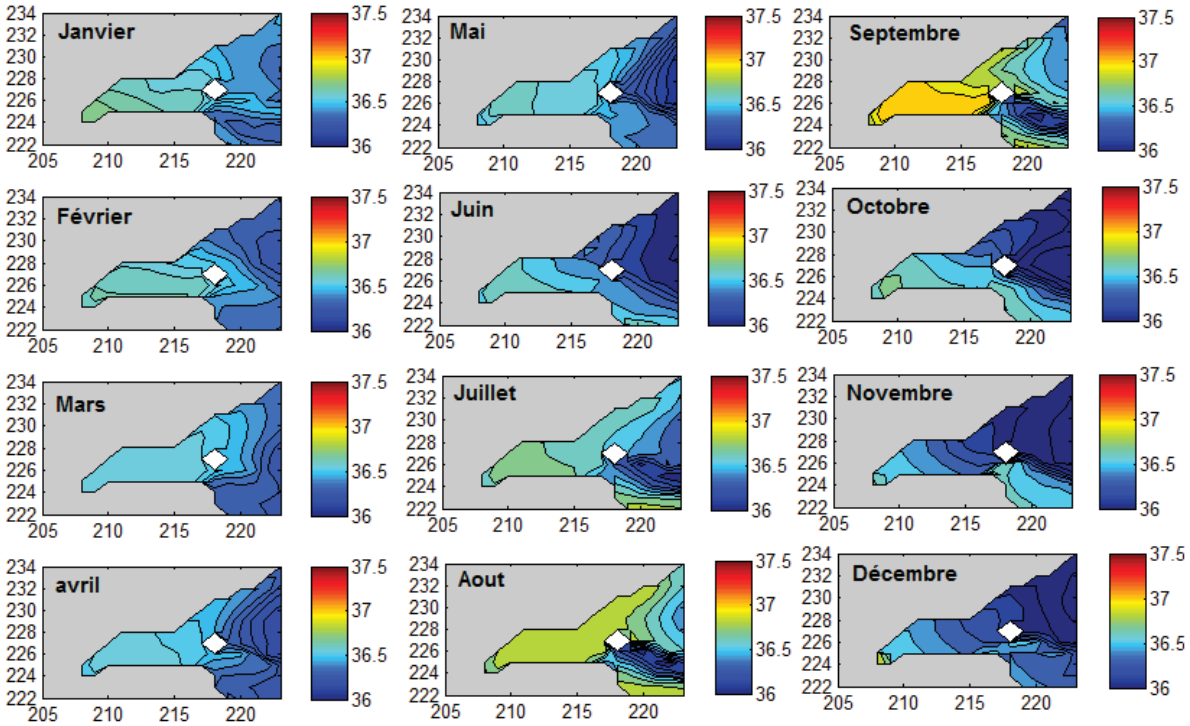
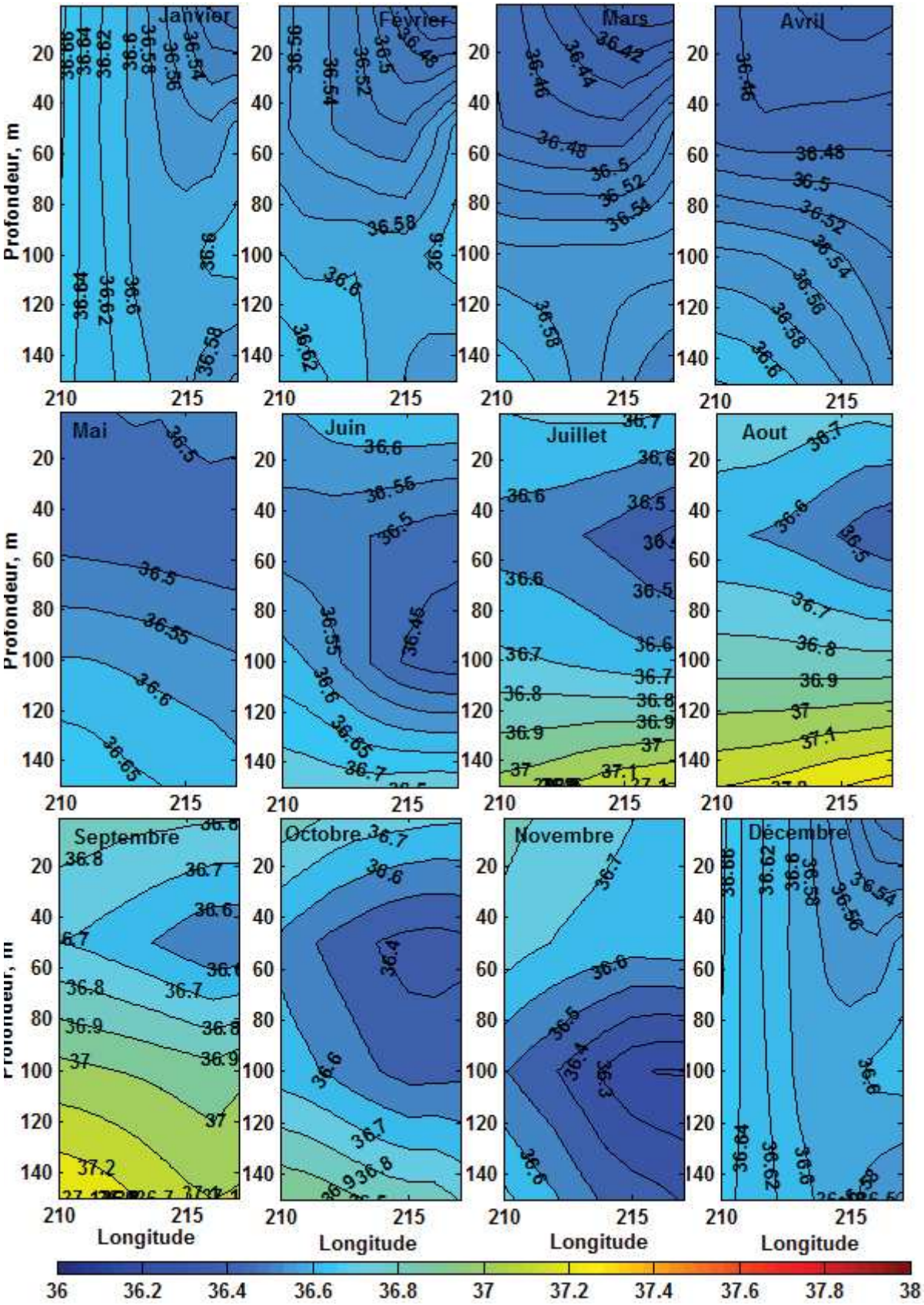


Figure 7.7 : Moyennes mensuelles du champ de la salinité de surface dans le Golfe de Tadjourah. Noter le contraste le fort gradient est-ouest de la salinité qui se renforce entre juillet et septembre (modèle HYCOM).



Verticalement, les moyennes mensuelles des sections est-ouest (Fig.7.8) indiquent la présence d'une couche d'eau définie par les isohalines 36.45, 36.5 et 36.6 qui se met en place entre juillet et novembre. Cette eau correspondrait à la thermocline saisonnière car celle-ci se trouve entre 20 et 60 m durant l'été et à environ 100 m durant le mois de novembre. On observe aussi une zone de forte salinité qui apparait vers 120 m entre juillet-aout et à 80 m en septembre. Cette zone semble correspondre aux eaux de subsurface (GTSSW III) dont l'origine a été identifiée comme RSOW. Les sections de salinité obtenues à partir du modèle HYCOM permettent donc de confirmer la présence des eaux de la thermocline qui semblent pénétrer le Golfe de Tadjourah par l'est et l'eau de subsurface plus salée identifiée comme la RSOW. Afin de mieux analyser les propriétés des eaux de surface, les différentes masses d'eau ainsi que leur évolution annuelle, des diagrammes θ-S sont appliqués aux données de température/salinité dérivées du modèle HYCOM.

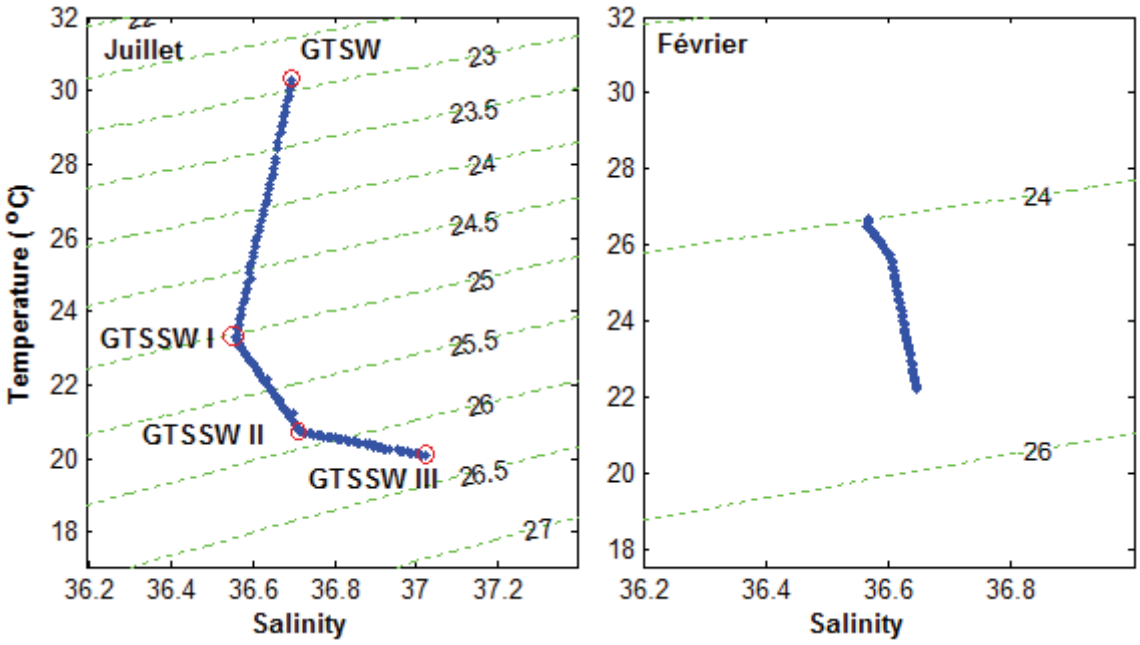
Figure 7.8 : Moyennes mensuelles des sections de salinité dans la Golfe de Tadjourah. Noter la forte salinité (isohaline 36.8) qui apparait entre 80 et 120 m de profondeur entre juillet et septembre.



7.3.2.3 Les masses d'eau du Golfe de Tadjourah (à partir du modèle HYCOM)

La composition en masses d'eau de la couche superficielle (0-200m) a été analysée à l'aide des profils verticaux issus des données de température et de salinité du modèle HYCOM (Fig. 7.4 et Fig. 7.8). La figure 7.9 présente les diagrammes θ-S de juillet et de février, deux mois représentatifs de l'été et l'hiver.

Figure 7.9 : Diagramme θ-S obtenus à partir des données HYCOM pour le mois de juillet (gauche) et de février (droite).



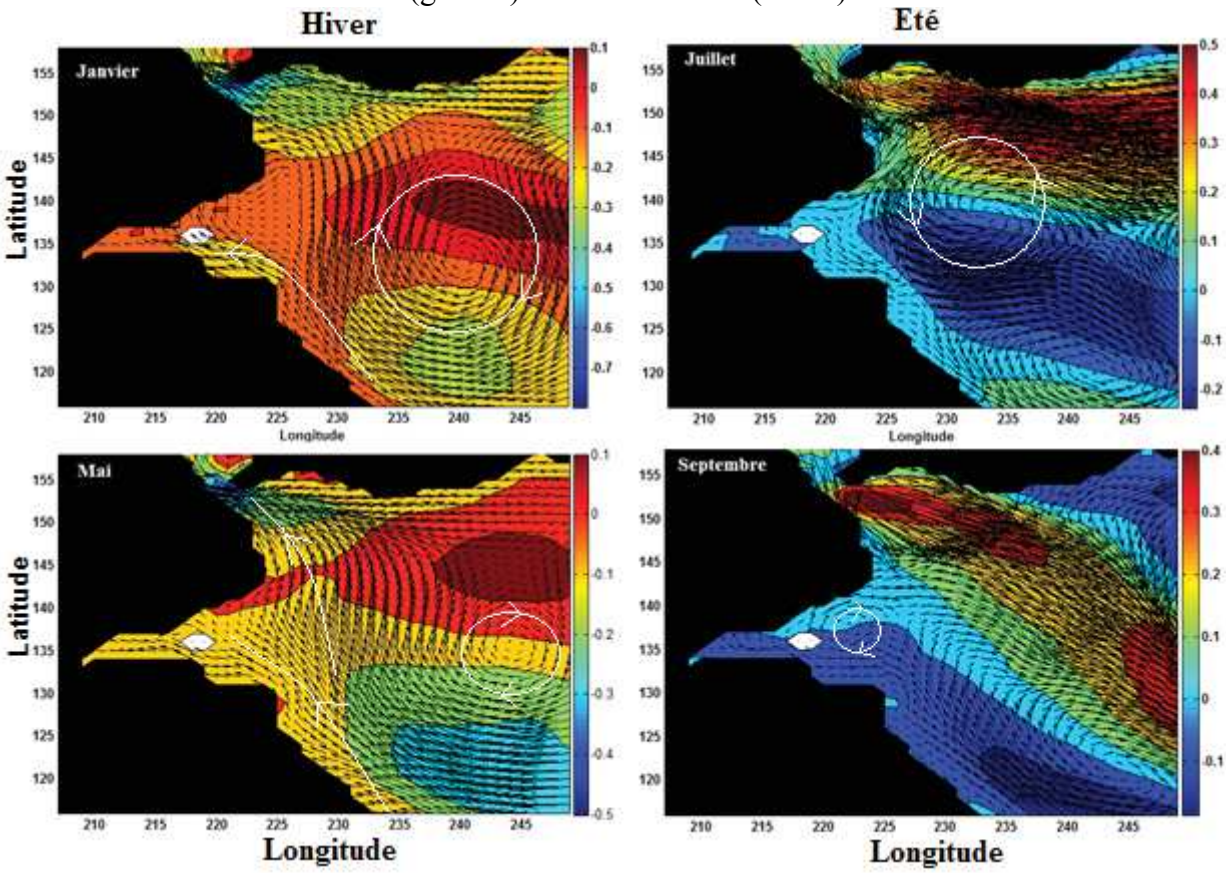
Comme le montre la figure 7.9, le diagramme θ-S de juillet révèle la présence de quatre masses d'eau. La première est représentée par le minimum à S = 36.5. Ces eaux d'une densité σ = 23 s'apparente aux eaux de surface du Golfe de Tadjourah (GTSW) que nous avons déjà identifiées avec les données *in situ* (voir Fig. 6.1 et Fig. 6.3, chapitre 6). Les trois masses d'eau représentées par les minimums S = 36.6, S = 36.7 et S = 37 sont respectivement identifié comme les masses d'eau de subsurface du Golfe de Tadjourah : GTSSW I, GTSSW II et GTSSW III. Il est important de noter ici la similarité entre le diagramme θ-S de juillet issus du modèle HYCOM et celui obtenu à partir des données *in situ* illustré à la figure 6.3. La seule différence entre les deux diagrammes est l'absence de l'inversion du gradient de température au niveau de la GTSSW III issus du modèle HYCOM. En revanche, le diagramme de février (Fig. 7.9) indique une seule masse d'eau dont la densité est comprise entre σ=24 et σ=26. Cette masse d'eau s'identifie à l'eau de surface qui occupe toute la couche superficielle entre la surface et 200 m de profondeur.

La comparaison des diagrammes θ-S données *in situ* versus données HYCOM indique la même structure hydrographique identifié pour la période d'été et d'hiver. Les sorties du modèle HYCOM confortent donc les résultats issus des données d'observation.

7.3.3 Les courants marins

Les moyennes mensuelles des courants moyens de surface calculés à partir des sorties du modèle HYCOM montrent deux types de courants. D'octobre à mai, les courants moyens sont orientés sud-est/nord-ouest, indiquant un flux d'eau vers le Golfe de Tadjourah. De juin à septembre, on observe une tendance inverse. Les eaux de surface circulent du Golfe de Tadjourah vers le Golfe d'Aden. La figure 7.10 illustre la direction des courants moyens durant la saison fraiche (janvier et mai) et durant la saison chaude (juillet et septembre). Durant les deux saisons, la présence des tourbillons cycloniques et anticycloniques semblent influencer le sens de déplacement des eaux de surface. En janvier et en mai, la circulation semble être induite par un grand tourbillon anticyclonique qui occupe presque tout l'ouest du Golfe d'Aden. Par contre, en juillet, on observe un grand tourbillon cyclonique dans cette même zone (Fig. 7.10).

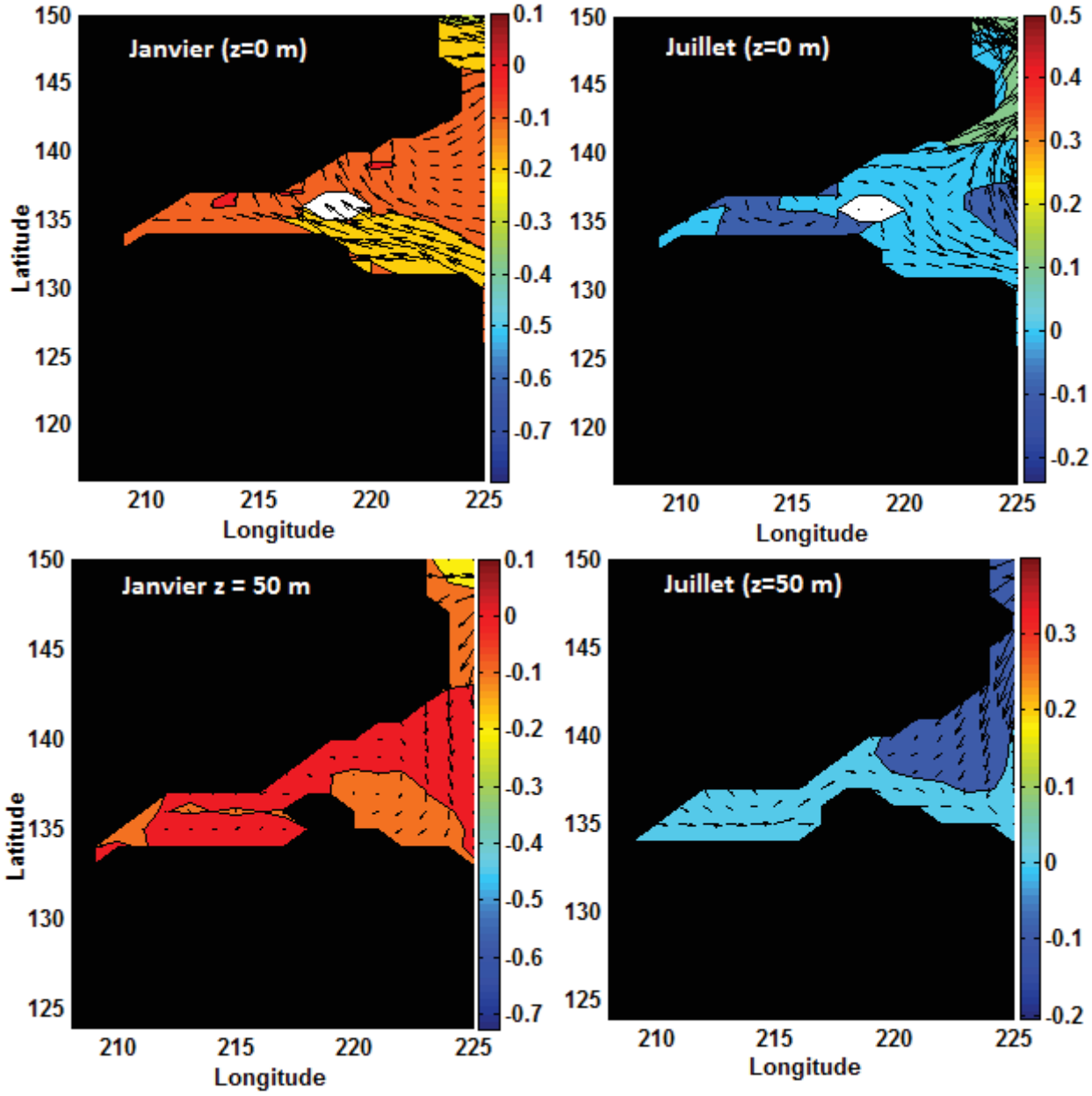
Figure 7.10 : Directions moyennes des **c**ourants de surface (flèches noires) superposés à la composante zonale du courant (en couleur). Noter l'inversion de direction et l'intensité du courant entre la saison d'hiver (gauche) et la saison d'été (droite).



Comme le montre la figure 7.11, les eaux de surface (z=0) pénètrent le Golfe de Tadjourah par la partie sud-est au mois de janvier. Durant cette même période, à z=50 m, on constate un

flux d'eau du nord vers le sud. En juillet, les eaux de surface sortent du golfe par le sud-est et par le nord-est. A 50 m de profondeur, on observe une entrée d'eau dans la partie nord-est du golfe. Ceci confirme l'hypothèse d'un sous-courant entrant orienté d'est vers l'ouest et qui contient la thermocline (chapitre 4 et 5).

Figure 7.11 : Directions moyennes des courants de surface (en haut) et des courants de subsurface (≈50 m) superposés à la composante zonale du courant. En janvier (gauche) et en juillet (droite) dans la Golfe de Tadjourah.



Ces courants de surface et de subsurface et la présence des tourbillons qui les génèrent confortent nos hypothèses quant aux variations saisonnières de la MLD et de la thermocline.

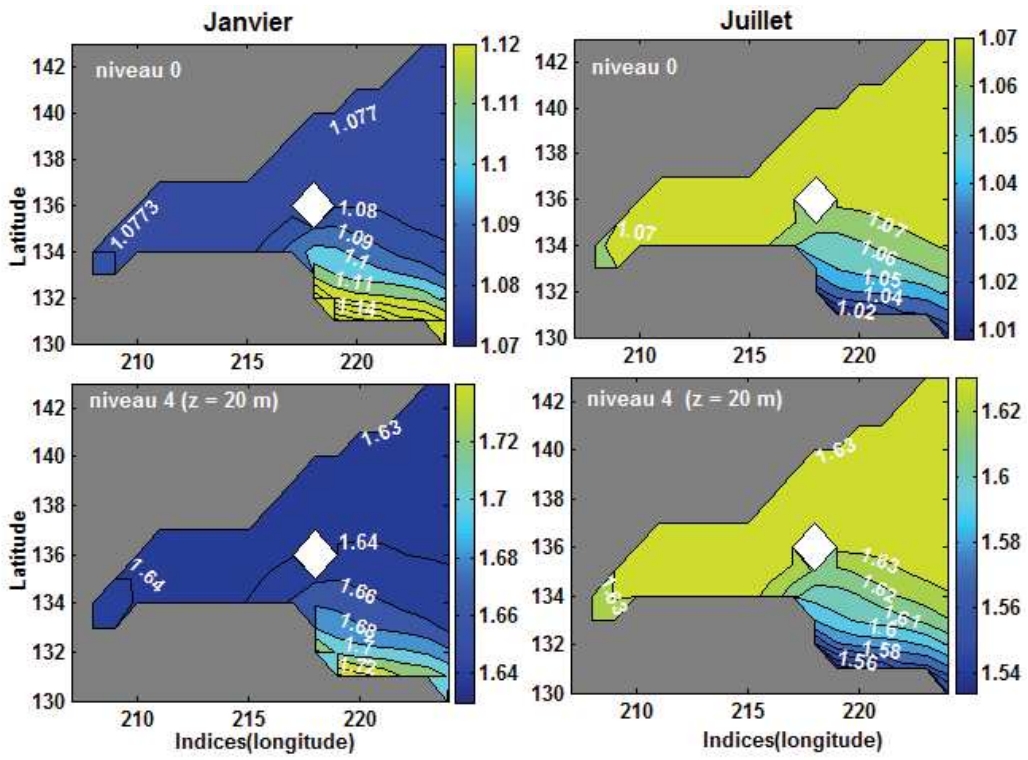
Ils indiquent un transport d'eau de surface vers le golfe du Golfe de Tadjourah durant la saison de moussons du NE et un départ d'eau du Golfe de Tadjourah vers le Golfe d'Aden durant les moussons du SO. Ce qui conduirait logiquement à un downwelling durant l'hiver et un upwelling durant l'été.

7.3.4 Hauteur d'eau

Les moyennes mensuelles du champ "hauteur d'eau" à l'échelle régionale montre une légère élévation de la partie sud-ouest du Golfe d'Aden par rapport au reste de la région durant la période d'octobre à février. Ce pattern s'inverse de juin à septembre. A l'échelle du Golfe de Tadjourah, la partie sud-est reste plus élevée que le reste du golfe d'octobre à février (Fig. 7.11). Durant l'été, cette partie présente la plus faible hauteur d'eau. Durant les deux périodes, la différence de niveau reste très faible (0.06 à 0.1 cm) qu'il est négligeable devant les forçages par le vent.

Malheureusement, en raison d'une résolution faible, le modèle ne permet pas d'avoir de données de la hauteur d'eau dans la partie nord-est du golfe, où les courants géostrophiques zonaux sont estimés entre les stations E02 et E04.

Figure 7.11 : Hauteur d'eau moyenne à la surface (en haut) et à 20 m (en bas), en janvier (gauche) et en juillet (droite).



7.4 Conclusions

Nous avons analysé dans ce chapitre les sorties du modèle HYCOM, dans le but de les comparer avec les résultats des chapitres précédents. Pour la SST, le profil de variation annuelle obtenu à partir des données du modèle HYCOM (année 2013) est presque superposable au profil de variation de la SST annuelle moyennée sur 5 ans (2008-2012). Les moyennes spatiales du champ SST calculées à l'échelle régionale (Golfe d'Aden et sud de la Mer Rouge) et locale (Golfe de Tadjourah) montrent également les même tendances que celles obtenues avec les données satellites, SST AVHRR_MetopA. Or, les sections est-ouest et nord-sud de la température réalisées à partir des sorties du modèle HYCOM indiquent les même structures thermiques verticales. Comme nous l'avions observé, le modèle indique que la MLD se réduit durant l'été et s'approfondit à partir de novembre. Les sections nord-sud et est-ouest montrent également l'inclinaison des isothermes, indiquant les différences spatiales de la MLD.

Le profil d'évolution annuelle de la salinité (modèle HYCOM) révèle une augmentation durant la période d'été. Cette salinisation des eaux de surface débute au mois de juillet et devient maximale en septembre. La hausse de la salinité apparait aussi en profondeur entre 100 et 140 m, durant ces mêmes mois. L'augmentation de la salinité des eaux de subsurface a été attribuée aux masses d'eau GTSSW III provenant de l'eau de la Mer Rouge (RSOW). Les sections de salinité révèlent également l'intrusion des eaux par l'est (isohalines 36.5 et 36.6) entre 20 et 60 m de profondeur. Les diagrammes θ-S obtenues à partir des profils de température et de salinité (données HYCOM), mettent en relief les même masses d'eau que celles obtenues à partir des données *in situ*.

La courantologie fournie par le modèle HYCOM indique deux modes de circulation. Des courants orientés vers le Golfe de Tadjourah durant l'hiver et dans le sens opposé, vers le Golfe d'Aden durant l'été. Ces deux modes de circulation sont en phase avec le régime d'inversion des vents de moussons du NE et du SO. Ils semblent aussi être sous l'influence des tourbillons qui apparaissent à l'ouest du Golfe d'Aden.

Les sorties du modèle nous ont donc permis de valider qualitativement les résultats présentés dans les chapitres précédents. Elles ont permis également d'avoir une évolution continue des structures de surfaces et de subsurface au cours de l'année, alors que nos observations étaient limitées aux seules périodes d'échantillonnage (juillet-aout, septembre et février).

QUATRIEME PARTIE

CHAPITRE 8 : Conclusion générale et perspectives

8.1 CONCLUSION GENERALE

Le Golfe de Tadjourah est une mer épicontinentale, presque entièrement bordée par la République de Djibouti et ouverte à l'est sur le Golfe d'Aden. En dépit de sa superficie réduite (4500 km²), il occupe une position particulièrement importante, à la jonction de la Mer Rouge et de l'Océan Indien. Conséquemment, on y trouve réunies, les particularités et l'endémisme de ces deux grandes régions biogéographiques (Obura, 1999). Cela fait de ce tronçon de mer, une zone de confluence riche d'intérêts, tant du point de vue scientifique, qu'écologique ou économique. Bien que quelques études ont déjà été consacrées aux groupes faunistiques (Bouhlel, 1988 ; Robineau et Rose, 1982, 1984), aux ressources halieutiques (Kunzel, 1996) ou encore aux habitats marins particuliers (Gravier, 1911 ; Obura, 1999), aucune investigation approfondie n'avait été menée jusqu'alors sur les aspects physiques et biogéochimiques de l'habitat marin.

Nous nous sommes intéressés dans ce travail, à la variabilité des conditions océanographiques de surface et de subsurface de l'habitat épipélagique (0-200 m) et les processus qui les gouvernent dans le Golfe de Tadjourah. Les principaux objectifs de ce travail étaient : 1- étudier les structures de variabilité des paramètres physiques et biogéochimiques 2- identifier les facteurs atmosphériques et océaniques qui génèrent ces structures observables à la surface et, 3- étudier les éventuelles relations avec les fluctuations observées dans les captures commerciales.

Quoique, tous ces objectifs ne soient pas totalement atteints, cette étude apporte des éléments essentiels à la compréhension des structures de variabilité spatiale et temporelle de l'habitat épipélagique du Golfe de Tadjourah et les mécanismes qui les gouvernent.

Dans la première partie, l'analyse statistique[2] appliquée à deux jeux de données historiques sur la température de la surface de la mer (SST) et sur la concentration de la chlorophylle *a* (CHL-*a*) nous a permis d'isoler les principaux modes de variabilité.

♦ D'abord, par l'analyse spectrale singulière (SSA), nous avons montré que la variabilité temporelle de ces deux paramètres peut être décrite essentiellement par les deux composantes principales temporelles. Pour la SST, ces deux composantes principales (cycles annuel et semi-annuel) expliquent 89 % de la variance totale. En revanche, pour la CHL-a, l'essentiel

[2] MOUSSA OMAR, Laurent MEMERY and Xavier CARTON, 2016.

de la variabilité est contenu dans le cycle annuel, le cycle semi-annuel reste faible et statistiquement peu significatif.

Ensuite, par l'analyse de la fonction empirique orthogonale (EOF) nous avons montré que la variabilité spatio-temporelle des champs SST et CHL-a peut être décrite par les deux premières EOF qui représentent le maximum de la variance. Ainsi, la première EOF de la SST (93 % de la variance totale) représente à l'échelle du golfe les variations spatiale de la température. Le coefficient temporel associé $a_1(t)$, est périodique et illustre la modulation saisonnière (cycle annuel et semi-annuel) de ce mode. L'EOF est en phase positif durant la période d'avril à septembre [($a_1(t)$ × EOF(x) > 0] mais négatif d'octobre à mars [$a_1(t)$ × EOF(x) < 0]. Il traduit le refroidissement des eaux de surface durant l'hiver et le réchauffement durant l'été. Le coefficient temporel $a_1(t)$ indique une baisse de la SST entre juillet-aout mais dans l'ensemble, les amplitudes $a_1(t)$ restent supérieures à la moyenne. Durant l'une ou l'autre saison, la partie sud-ouest reste plus chaude (ou plus froide) que le reste du golfe.

De manière analogue, la première EOF de la CHL-a décrit les variations spatiales de la concentration de la chlorophylle *a* dans le Golfe de Tadjourah. D'octobre à mai, l'EOF est en opposition de phase entre la zone côtière [$a_1(t)$ × EOF(x) > 0] et le large [$a_1(t)$ × EOF(x) < 0). Une tendance inverse s'observe durant l'été avec du CHL-a plus élevée au large que sur la zone côtière. Les concentrations de CHL-a les plus élevées s'observent entre juillet et septembre.

Aussi bien pour la SST que pour la CHL-*a*, la deuxième forme de variabilité est représentée par les modes EOF 2 qui mettent en relief un gradient entre l'est et l'ouest qui sont en opposition de phase. Ces modes comptent respectivement pour 0.9 % et 5.2 % de la variance totale de la SST et de la CHL-a et se caractérisent par des inversions saisonnières de leurs patterns.

Nous avons pu ainsi, pour la première fois, caractériser la variabilité de deux descripteurs importants de l'habitat marin (SST et CHL-a) et proposer un modèle statistique construit à partir de deux premières harmoniques. Ce modèle statistique simple décrit les variations saisonnières de deux paramètres, autour de la moyenne annuelle (encadré ci-après) :

$$SST(t) = 28.72 + 2.5 \times \cos(\omega_0 t + \frac{\pi}{7}) + 0.95 \times \cos(2\omega_0 t + \frac{\pi}{5})$$

$$CHL\text{-}a(t) = 1.67 + 3.2 \times \cos(\omega_0 t + \frac{\pi}{3})$$

Cependant, les données à notre disposition étaient de faible résolution spatiale, en particulier pour la SST (0.05° ≈ 5 km). Par conséquent, ce travail devra être poursuivi et amélioré en utilisant des données de plus haute résolution spatiale afin de déterminer d'autres modes de variabilité locale à plus petite échelle spatiale.

♦ *Relation entre la SST et la CHL-a*

La décomposition spectrale singulière multivariée (M-SSA) a révélé que les deux paramètres sont significativement corrélés à la fois à l'échelle annuelle et semi-annuelle. Le cycle annuel (mode 1 M-SSA) constitue la plus importante part (43.2 %) de la covariance totale. La SST et la CHL-a sont positivement corrélées, avec un coefficient de corrélation maximal au décalage k = - 2, c'est-à-dire quand SST précède CHL-*a* de deux semaines environ. Cette corrélation entre les deux paramètres à l'échelle annuelle semble liée aux effets conjugués du réchauffement solaire et du mélange par les vents de surface. Par contre, le deuxième mode M-SSA (19.9 %) montre que les deux paramètres sont anti-corrélés à l'échelle semi-annuelle. Les minima de la SST correspondent aux maxima de CHL-*a* et vice versa. Bien que le premier mode soit prédominant, la covariance contenue dans le deuxième mode nous semble plus intéressante du point de vue écologique. Il traduit notamment durant l'été, la relation entre le refroidissement des eaux dû à l'upwelling et le bloom phytoplanctonique suite à l'apport des nutriments. Ceci montre que les paramètres SST et CHL-a sont liés dans le temps, laissant penser que leurs variabilités temporelles soient gouvernées par les même processus physiques. Cependant, l'étude de la relation entre les deux paramètres demande à être aussi améliorée, notamment sur les composantes spatiales afin de déterminer les zones de maximum de covariance à l'intérieur du golfe.

♦ *Interactions air-mer et influences des flux net de chaleur sur les paramètres SST et CHL-a*

Nous nous sommes tournés ensuite aux facteurs impliqués dans l'apparition des structures de la SST et de la CHL-*a*. Pour ce faire, nous avons d'abord étudié la covariance temporelle entre les deux descripteurs océaniques et les paramètres atmosphériques notamment la vitesse du vent, la température et l'humidité spécifique de l'air (V_v , T_{air}, H_{air}). L'analyse statistique

de la covariance a révélé que la SST est fortement et positivement corrélée à l'échelle annuelle avec les paramètres T_{air}, H_{air} mais anti-corrélée avec V_v. Ceci traduit une influence négative du vent sur la SST et sur les paramètres T_{air}, H_{air}. Or, l'analyse de la relation linéaire entre les couples de paramètres océaniques/atmosphériques à l'aide de la fonction de corrélation croisée avec une fenêtre de 120 jours (4 mois), indique que la SST est significativement corrélée avec les paramètres atmosphériques durant les premiers et les derniers quatre mois de l'année. Aucune corrélation significative n'est observée sur la deuxième fenêtre temporelle correspondant à la période d'été. En outre, le flux total annuel de chaleur à la surface (Qsurf) montre une corrélation significative avec la SST. Le facteur de rétroaction, calculé suivant la méthode de Frankignoul (1998), est négatif d'octobre à mars. Il est maximal et positif entre avril et juin mais devient faible durant l'été. De cette analyse statistique, nous avons déduit que les flux de chaleur à la surface influencent significativement les variations de la SST que durant les périodes d'octobre à mars et puis d'avril à mai.

En revanche, la relation de CHL-a avec les paramètres atmosphériques parait moins évidente. La CHL-*a* montre les mêmes tendances que la SST vis-à-vis des paramètres atmosphériques. Les corrélations sont plus faibles et ne sont significatives qu'avec un décalage temporel de 4 à 5 semaines. La corrélation positive de la CHL-a avec T_{air} et H_{air} à l'échelle annuelle semble s'expliquer par le flux des radiations solaires qui montre le même profil d'évolution annuelle. Le pic de la CHL-a observé durant la période d'été à l'échelle semi-annuelle est plutôt associé aux processus océaniques car comme pour la SST, la CHL-*a* ne montre pas de corrélation significative avec les paramètres atmosphériques durant la période d'été (fenêtre 2). En outre, bien que le flux total de chaleur à la surface (Qsurf) soit fortement corrélé avec la SST à l'échelle saisonnière, il n'explique pas certaines variabilités spatiales, notamment les anomalies de la SST qui se forment à l'ouest du golfe durant la période d'été, d'autant que ces anomalies sont concomitantes au pic de CHL-*a*. Cette constatation nous a incité à étudier la structure verticale de la colonne d'eau, notamment durant la période d'été.

- *Influence océanique*

L'influence océanique sur les variations de la SST et de la CHL-a a été étudiée par l'analyse de la structure verticale de la colonne d'eau (0 - 200 m) et de ses variations saisonnières. Cette étude montre que la colonne d'eau est stratifiée entre juillet et septembre. D'après le modèle HYCOM, cette stratification débute en avril et dure jusqu'en novembre. Durant les mois de

juillet-aout, l'épaisseur de la couche de mélange (MLD) ainsi que la position de la thermocline varient spatialement. La MLD est particulièrement réduite au sud et à l'ouest mais plus étendue à l'est (30 m). Sous cette couche plus ou moins mélangée, se trouve la thermocline qui se situe entre 30 et 60 m de profondeur. Les zones où les gradients verticaux sont particulièrement élevés proches de la surface et où la MLD est la plus faible correspondent aux zones d'anomalies négatives de la SST et de la CHL-*a* élevée, révélées par les modes EOF intra-saisonniers. Dans ces zones, les sections est-ouest et nord-sud, montrent que les isothermes inclinées atteignent la surface, indiquant ainsi l'influence de la thermocline sur les eaux de surface. L'inclinaison des isothermes varie entre l'été et l'hiver et cela semble directement associé à la direction des vents de moussons. En outre, il a été observé que la zone de la thermocline présente des fortes salinités.

La comparaison avec les données des campagnes menées en septembre 2013 et en février 2014 a révélé que les structures thermohaline et biogéochimique varient notablement entre ces trois périodes. Entre juillet-aout et septembre, la MLD moyenne s'approfondit en passant de 17.3 m à 34 m et la thermocline de 30 à 40 m environ. La salinité augmente à la surface mais diminue dans la zone de subsurface et le pic de CHL-*a* devient plus profond. En février, la stratification disparait et la colonne d'eau devient homogène entre la surface et 120 m de profondeur. La thermocline est moins marquée et se situe entre 120 et 140 m. Aussi, cette période est caractérisée par une faible salinité et de CHL-a moindre mais des fortes concentrations de O2. Les variations saisonnières de ces différents paramètres sont directement associées à la dynamique spatio-temporelle des masses d'eau.

Les structures thermohalines et biogéochimiques de la colonne d'eau (0-200 m) ont été étudiées à travers des profils verticaux réalisés sur huit stations de mesures. Ceci demande à être poursuivi et amélioré en augmentant les nombres de stations et de profils afin de mieux étudier les variations zonales de ces structures à l'intérieure du golfe. Cette étude devra aussi être complétée en réalisant les campagnes de mesures durant les périodes qui n'ont pas pu être couvertes.

♦ *L'influence des masses d'eau qui occupent la couche superficielle du Golfe de Tadjourah*

L'examen des diagrammes θ-S a permis d'identifier plusieurs masses d'eau dans la zone comprise entre la surface et 200 m de profondeur durant la période d'été (juillet, aout et septembre). Les eaux de surface du Golfe de Tadjourah, montrent une grande variabilité saisonnière. Durant l'été, elles ont une densité comprise entre 1024 et 1024.5 kg/m3 et

s'étendent sur 30 m de profondeur. En septembre, elles deviennent plus chaudes et plus salées. Cela a été corrélé aux flux de chaleurs à la surface notamment au réchauffement solaire en présence des vents plus faibles mais aussi à l'influence des eaux de surface de la Mer Rouge qui envahissent le golfe durant cette période. Les courants d'Ekman montrent en effet des flux d'eau longeant les côtes entre Bab-al-Mandeb et le Golfe de Tadjourah. Les caractéristiques des eaux de surface changent significativement en février. Les eaux deviennent plus froides (22-26°C) et nettement moins salées (37 ppt). Comme durant l'été, les modifications que subissent les eaux de surface sont dues à la fois aux échanges de chaleur à l'échelle locale et aux échanges d'eau avec le Golfe d'Aden. Les propriétés θ-S des eaux de surface du Golfe de Tadjourah en février sont proches des eaux de la Mer d'Arabie.

Les eaux de la thermocline localisées proche de la surface durant l'été se caractérisent par une forte dispersion des eaux-types. Cette dispersion qui s'accompagne des variations importantes de la salinité a été associée à la double diffusion par *salt fingering*. Ce processus se développe intensément au niveau des stations E03 et E04 où une intrusion latérale a été mise en évidence par les mesures des courants *in situ* et des courants géostrophiques estimés à partir de la température et de la salinité. Ces eaux qui pénètrent le golfe sont en fait composées des Eaux Intermédiaires du Golfe d'Aden (GAIW) mélangées, dans sa partie supérieure aux Eaux de Surface de la Mer Rouge (RSSW). Ceci explique la forte salinité des eaux de la thermocline.

Sous cette eau fortement salée, se trouvent trois masses d'eau que nous avons désignées par Eaux de Subsurface du Golfe de Tadjourah, I, II, et III. En comparant leurs propriétés θ-S, les deux premières masses d'eau GTSSW I et II, sont reliées à GAIW (Eau intermédiaire du Golfe d'Aden) tandis que la GTSSW III, plus profonde, correspond à l'eau qui sort de la Mer Rouge par le seuil du détroit de Bâb-al-Mande (RSOW). Ceci ouvre des nouvelles perspectives de recherche sur la pénétration des eaux de la Mer Rouge dans le Golfe de Tadjourah. Cette masse d'eau dont la signature a été décelée à l'intérieure du golfe devra être bien identifiée. Les processus impliqués dans son transit par le Golfe de Tadjourah doivent aussi être élucidés.

Les sorties du modèle HYCOM à haute résolution spatiale (5 km × 5 km) sur les champs de température, de salinité, des courants de surface et de subsurface, montrent les mêmes structures que celles que nous avons obtenues avec les données d'observation (satellites et *in situ*). Les données du modèle valident et complètent les conclusions de notre étude. Celles-ci se résument comme suit :

Les structures de variabilité de la SST et de la CHL-a que nous avons isolées à partir des données satellites résultent d'une combinaison des facteurs climatiques et océaniques. Chacun de ces facteurs a une influence prépondérante durant une période précise de l'année.

D'octobre à mars prédominent les vents du nord-est. Ces vents froids en provenance de la Mer d'Arabie refroidissent les eaux de surface qui sont poussées du Golfe d'Aden vers le Golfe de Tadjourah, créant "un empilement d'eau" et donc un downwelling au niveau du Golfe de Tadjourah. Durant cette période, les flux de chaleur à la surface jouent un rôle important dans les variations de la SST. L'écart (Tair – SST) est négatif ; l'océan perd de la chaleur (Qsurf < 0). Les eaux de surface plus froides deviennent instables et entrainent un mélange convectif profond dans le Golfe de Tadjourah. Cela explique la baisse de la SST et l'approfondissement de la couche de mélange durant l'hiver. Les eaux de surface étant pauvres en nutriments, ceci explique en même temps l'oligotrophie des eaux du large durant cette période. La faible augmentation de CHL-a dans les eaux du plateau continental semble plutôt liée au mélange par les courants des marées.

D'avril à mai, les vents du nord-est cessent, et par conséquent les courants de surface deviennent faibles. Les eaux de surface sont réchauffées par les radiations solaires (Qsw) qui sont maximales durant cette période. Cela explique l'augmentation de la SST entre avril et mai mais aussi en septembre quand les vents intenses du sud-ouest cessent. Durant ces périodes de transition la couche superficielle stocke de la chaleur (Qsurf > 0).

De juin à aout, prédominent les vents du sud-ouest. Les courants de surface sont orientés vers l'est et entrainent les eaux de surface du Golfe de Tadjourah vers le Golfe d'Aden. Ils mélangent également les eaux de surface et de subsurface via les flux turbulents induits. Le déplacement des eaux de surface provoque une remontée (upwelling) des eaux de subsurface qui contiennent la thermocline. Ceci explique la baisse de la SST, le pic de la CHL-a et l'amincissement de la MLD durant l'été. Durant cette période, les flux de chaleur à la surface ne semblent pas impacter significativement la SST (coefficient de rétroaction faible). La baisse de la SST suivie de l'augmentation de la CHL-a résultent essentiellement du mélange des eaux froides et riches en nutriments des eaux de la thermocline avec les eaux de surface dans la zone suffisamment éclairée. Le schéma général des figures 8.1 et 8.2 résume tous ces processus.

Figure 8.1 : Schémas général résumant les processu durant l'été : Les différentes couches d'eau et les masses d'eau d'origine, les processus qui régulent les mélanges entre les différentes couches (en haut) ; La circulation de surface et de subsurface (en bas).

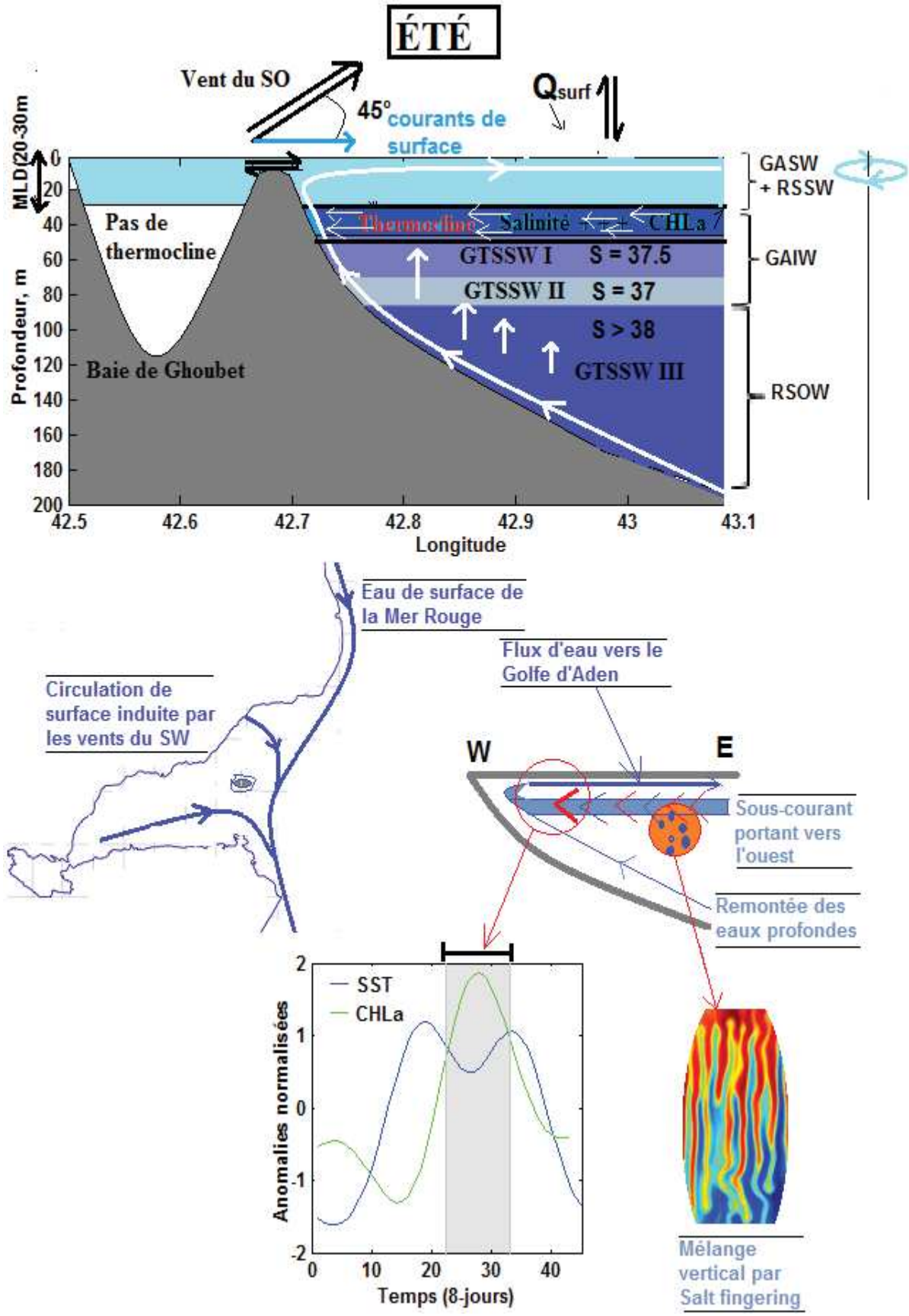
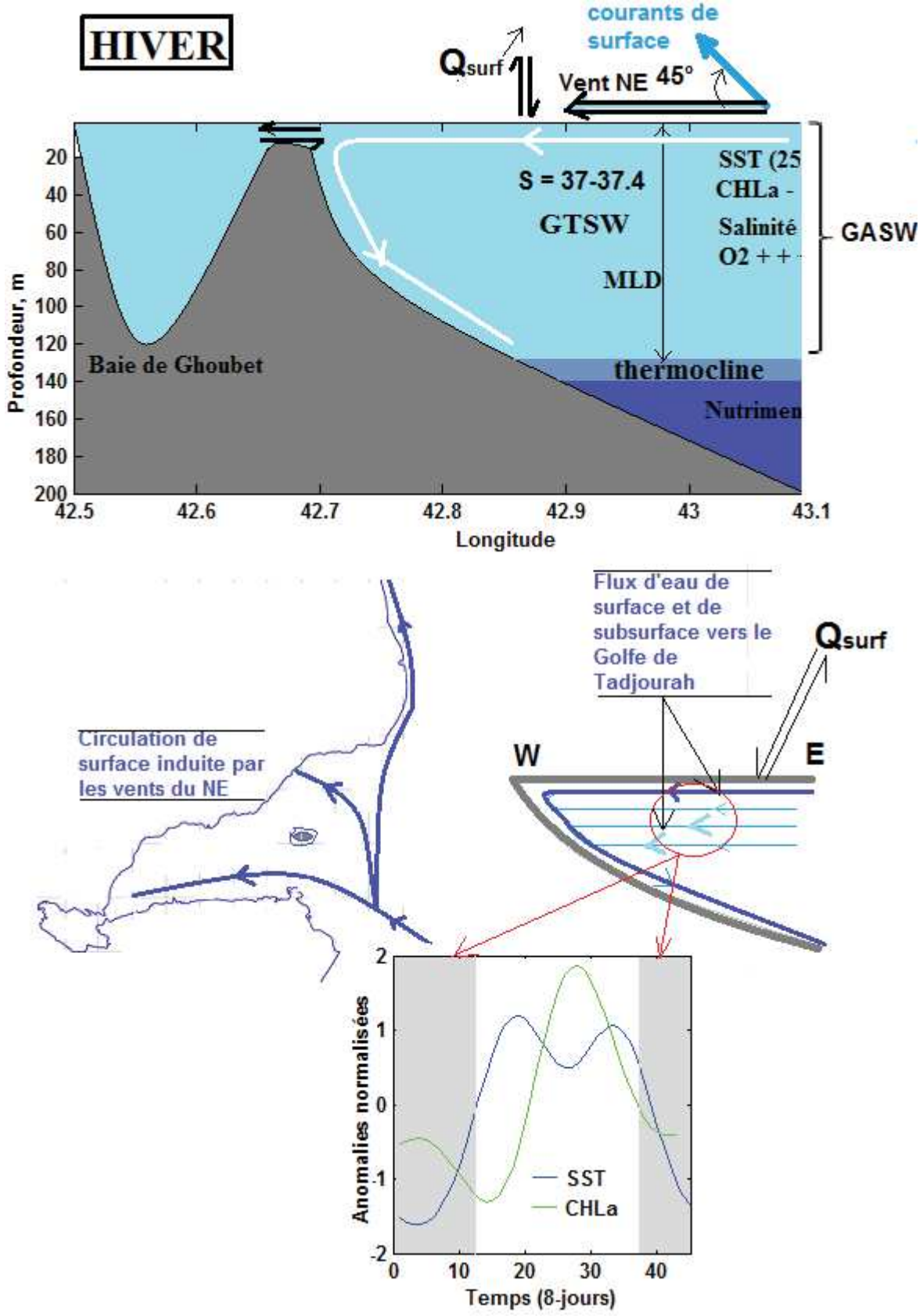


Figure 8.2 : Même schéma en l'hiver : La couche supérieure composée d'une seule masse d'eau provenant du Golfe d'Aden, les processus impliqués dans les variations des eaux de surface durant l'hiver (en haut) ; La circulation de surface et de subsurface (en bas).



8.2 PERSPECTIVES

Les principaux résultats de ce travail de thèse mettent en relief les structures de variabilité spatio-temporelle de la SST et sur la CHL-a à la surface de la mer, ainsi que les processus physiques sous-jacents qui les génèrent. Ces résultats constituent une amélioration de la connaissance dans cette zone isolée et mal connue. Les connaissances acquises et les nouvelles données générées devraient permettre de mieux comprendre la dynamique de l'habit marin et aider à la gestion durable des ressources marines. Dans cette perspective, nous envisageons trois orientations possibles pour les travaux futurs : **A**) la poursuite des activités de recherche axées sur la thématique "Environnement/Pêche" notamment sur les activités d'upwelling observé dans les zones ouest et sud du golfe, **B**) l'intégration des résultats de thèse dans la problématique de recherche à l'échelle régionale, en particulier, le transite de l'Eau sortant de la mer Rouge (RSOW) par le Golfe de Tadjourah, et en fin **C**) le suivi sur le long terme des paramètres clés de l'habitat marin.

A. Etude des relations liant les facteurs environnementaux et la pêche

Cette étude a été initiée dans le but d'acquérir des connaissances sur les conditions de l'environnement marin et de voir leur implication sur la production des pêcheries locales. Malheureusement, la mise en corrélation des données environnementales et des pêches n'a pas pu être réalisée par manque de données fiables et suffisamment longues sur les captures commerciales. Cependant, il apparait, d'après les données collectées entre 2011 et 2013 sur un échantillon de 20 barques de pêche, une relation temporelle entre les fluctuations des captures et les variations des paramètres physiques et biogéochimiques de l'habitat épipélagique.

En effet, comme le montre la figure 8.2, les quantités de captures varient d'une année à l'autre mais présentent le même profil d'évolution annuelle. Par exemple, chaque année, des périodes de fortes productions (en gris) se situent entre mai-juin-juillet et septembre-octobre. Ces périodes correspondent au début et à la fin de l'été qui se caractérisent par la remontée de la thermocline et l'enrichissement des eaux du large. Or, les quantités de captures débarquées par espèces et par zone de pêches indiquent que les captures de certaines espèces sont plus élevées durant certaines périodes de l'année et sur certaines zones du golfe.

Figure 8.3 : Quantités des captures commerciales débarquées de 2011 à 2013. Les données sont collectées auprès d'un échantillon de 20 barques de pêches. Les quantités de poissons en kilogrammes (toutes espèces confondues).

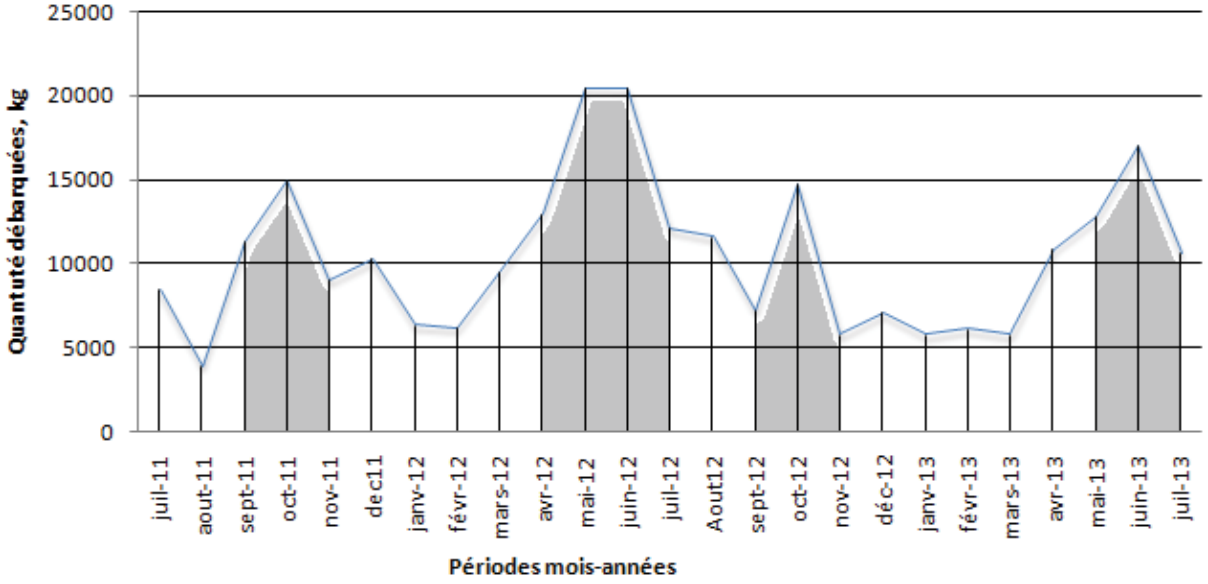
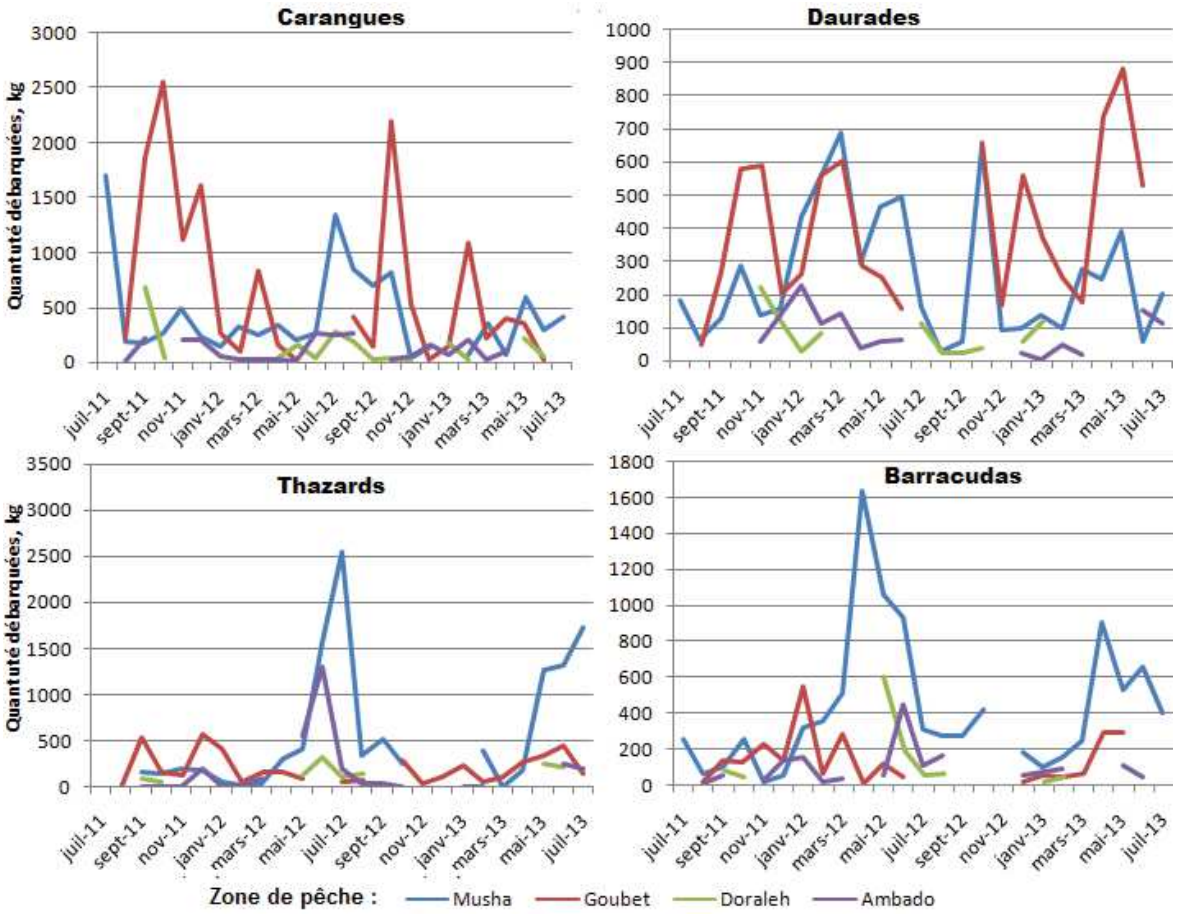


Figure 8.4 : Quantités de captures commerciales débarquées par espces et par zones de pêche.



Ainsi, les captures des carangues (espèces pélagiques) sont abondantes entre septembre et novembre dans la baie de Ghoubet-al-Kharab, les thazards en juillet-aout à Musha et les barracudas entre avril-mai-juin, avec une rupture entre novembre et janvier. Par contre, dans le cas des dorades (espèces démersales), les captures varient peu à l'exception des zones de Doraleh et d'Ambado, où elles sont très faibles.

Quoiqu'un lien direct ne puisse être établi avec les variations de l'abondance des espèces pêchées du fait que plusieurs facteurs peuvent être impliqués, il est clair que la capturabilité des espèces pélagiques suit un rythme saisonnier et varie en fonction des zones. Comme il existe un lien étroit entre la capturabilité et l'abondance d'une espèce donnée, il est fort probable que les fluctuations des espèces pélagiques soient associées aux facteurs environnementaux, notamment à la température et à l'abondance des phytoplanctons. La relation environnement/pêche qui apparait, de façon qualitative, sur les fluctuations des captures méritent d'être approfondies par des études quantitatives.

Cette thèse a permis d'identifier et de décrire les principales structures de la température de la surface de la mer et de la concentration de la chlorophylle *a*, deux indicateurs majeurs des échanges air-mer et de la production primaire. Durant la période estivale, ces structures sont associées à la présence d'une thermocline saisonnière proche de la surface notamment au sud et à l'ouest du golfe. Il a été également mis en évidence que la thermocline pénètre dans le Golfe de Tadjourah par la partie nord-est et se répand ensuite vers l'ouest et le sud-ouest. La connaissance approfondie du processus d'intrusion des eaux de la thermocline, leur teneur en éléments nutritifs et les conséquences biologiques qui en découlent, présentent des grands opportunités pour l'écologie marine et le développement des pêcheries locales durables. Dans cette optique, des travaux plus approfondis devront être poursuivis, notamment dans les zones du sud et du sud-ouest du golfe où les anomalies de la SST et les plus fortes concentrations de la CHL-*a* ont été observées.

B. Contribution à l'océanographie régionale et du Golfe de Tadjourah

Les échanges d'eau entre la Mer Rouge et l'Océan Indien en général et, plus particulièrement, la sortie des Eaux de la Mer Rouge par le détroit de Bab-al-Mandeb et leur devenir dans le Golfe d'Aden constituent le sujet le plus actif dans cette région du Globe. Malgré d'importants travaux consacrés à cette problématique, beaucoup de processus demeurent encore mal compris (Sofiano and John, 2015). Bon nombre de travaux concordent sur le fait que l'eau sortant de la Mer Rouge emprunte deux chenaux et s'équilibre entre 300 et 900 m

de profondeur dans la partie ouest du Golfe d'Aden avant d'entamer sa progression vers l'est (Aiki et al. 2006 ; Matt and Johns, 2006). Aucune étude ne s'est intéressée cependant si la RSOW pénètre le Golfe de Tadjourah.

Dans cette étude, nous avons identifié et localisé spatialement plusieurs masses d'eau dans la couche supérieure (0-200 m) du Golfe de Tadjourah. Parmi celles-ci, la masse d'eau de subsurface (GTSSW IIIl), que nous avons localisée entre 120 et 200 m de profondeur, possède des propriétés très proches de la RSOW. Comparées aux eaux de la Mer d'Arabie, ces eaux se démarquent par leur salinité élevée (<38 ppt) et ne sont présentes que durant la période d'été. Si cette hypothèse se confirme, le mécanisme par lequel la RSOW se retrouve proche de la surface dans le Golfe de Tadjourah reste à élucider.

Par ailleurs, un phénomène similaire à ce qui se passe au niveau du détroit de Bab-al-Mandeb a été observé dans le Golfe de Tadjourah durant la période d'été. Entre la surface et 200 m de profondeur, la colonne d'eau présente une structure en trois couches. L'eau intermédiaire qui contient la thermocline, prise en sandwich entre les eaux de surface et la RSOW, pénètre dans le Golfe de Tadjourah par sa partie nord-est. Ces observations méritent d'être approfondies et étudiées sur une période plus longue.

En outre, notre étude s'est limitée à une tranche d'eau comprise entre la surface et 200 m de profondeur. Il importe d'étendre l'étude à l'ensemble de la colonne d'eau (0-1000 m) pour étayer la circulation des eaux de subsurface et profondes et en particulier, élucider la pénétration des eaux profondes de la Mer Rouge dans le Golfe de Tadjourah. Or, le Golfe de Tadjourah communique aussi avec la Baie de Ghoubet Al Kharab, qui est elle-même en connexion, à travers le rift, avec le Lac Assal (-150 m en dessous du niveau marin) contenant des eaux sursalées. D'ailleurs, ce lac est utilisé pour l'exploitation du sel. La caractérisation de ces échanges permettrait aussi d'expliquer certaines variations de la salinité des eaux dans le Golfe de Tadjourah.

C. Le suivi sur le long terme des paramètres clés de l'environnement marin

Les structures de variabilité de la SST et de la CHL-a et leurs relations avec les paramètres météorologiques ont été étudiées à l'aide des données satellites et de ré-analyses. Pour cette raison, l'obtention des données *in situ* sur une période assez longue s'avère capitale en particulier pour valider et consolider les résultats des données satellites mais aussi compléter les données *in situ* collectées dans le cadre de ce présent travail. Par conséquent, un projet de

suivi des paramètres physiques et biogéochimiques doit être mis en place. Nous présentons ci-dessous, les détails de ce projet ainsi les stratégies de collectes de données.

C.1 Projet de mise en place d'un observatoire

Ce projet vise l'acquisition de données nécessaires à : (i) compléter et valider les données satellites et *in situ* en vue de mieux comprendre la dynamique de l'habitat marin, (ii) l'acquisition du savoir à la maitrise et à la gestion durable des ressources halieutiques (iii) au suivi de la qualité de l'environnement marin.

Les pré-acquis du projet

Durant la préparation de cette thèse et notamment lors de campagnes de collectes de données *in situ,* des capacités humaines et matérielles ont pu être mobilisées. Une équipe constituée des chercheurs du Centre d'Etude et de Recherche de Djibouti (CERD), de l'Université de Djibouti et des collaborateurs des centres de recherches et des universités étrangères a vu le jour. Les expériences acquises ainsi que les moyens matériels et humains créés constituent une base sur laquelle le présent projet devrait s'appuyer. Afin de renforcer ces pré-acquis, ledit projet consistera à mettre en place une plateforme expérimentale et méthodologique appropriées. Cette plateforme comprendra un volet instrumentation et un volet expertises et formations.

C.1.1 Volet instrumentation

L'expérience de collecte de données par les sondes fixes installées sur les bouées de signalisation du port de Djibouti a montré ses limites. Ces sondes sont difficiles d'accès et leurs entretiens demandent des moyens importants. Par conséquent, le présent projet devra opter pour des instruments faciles à l'installation et à l'entretien. Ainsi, les sondes multiparamètre YSI se sont avérées efficaces lors des différentes campagnes de mesures *in situ* réalisées dans le cadre de cette thèse. Ces sondes sont légères (3 kg), facile à porter et à installer. En outre, munies des plusieurs ports optiques, elles peuvent porter jusqu'à 15 capteurs optiques. De conception robuste, ces sondes sont adaptées à la surveillance de longue durée car elles disposent des systèmes automatisés de nettoyage des enregistreurs.

Type d'appareils et lieu d'installation

Au vu de l'expérience passée, la distance nous semble un facteur important à prendre en considération. L'éloignement de la station constitue une contrainte majeure à l'accès et à la

collecte de données. L'installation des stations fixes proches de la côte et à proximité des villes nous semble une option adaptée. Ceci éviterait les difficultés d'accès et de maintenance des appareils de mesures. La station pourrait être équipée de panneaux solaires afin d'assurer son autonomie énergétique. Le prototype de la station marine fixe ainsi les sites d'installation sont détaillés dans les figures 8.5 et 8.6.

Figure 8.5 : Schéma type d'une station marine fixe. La plateforme d'ancrage en béton armée et la plateforme au-dessus en matériels inoxydable et résistant à la salinité (Inox).

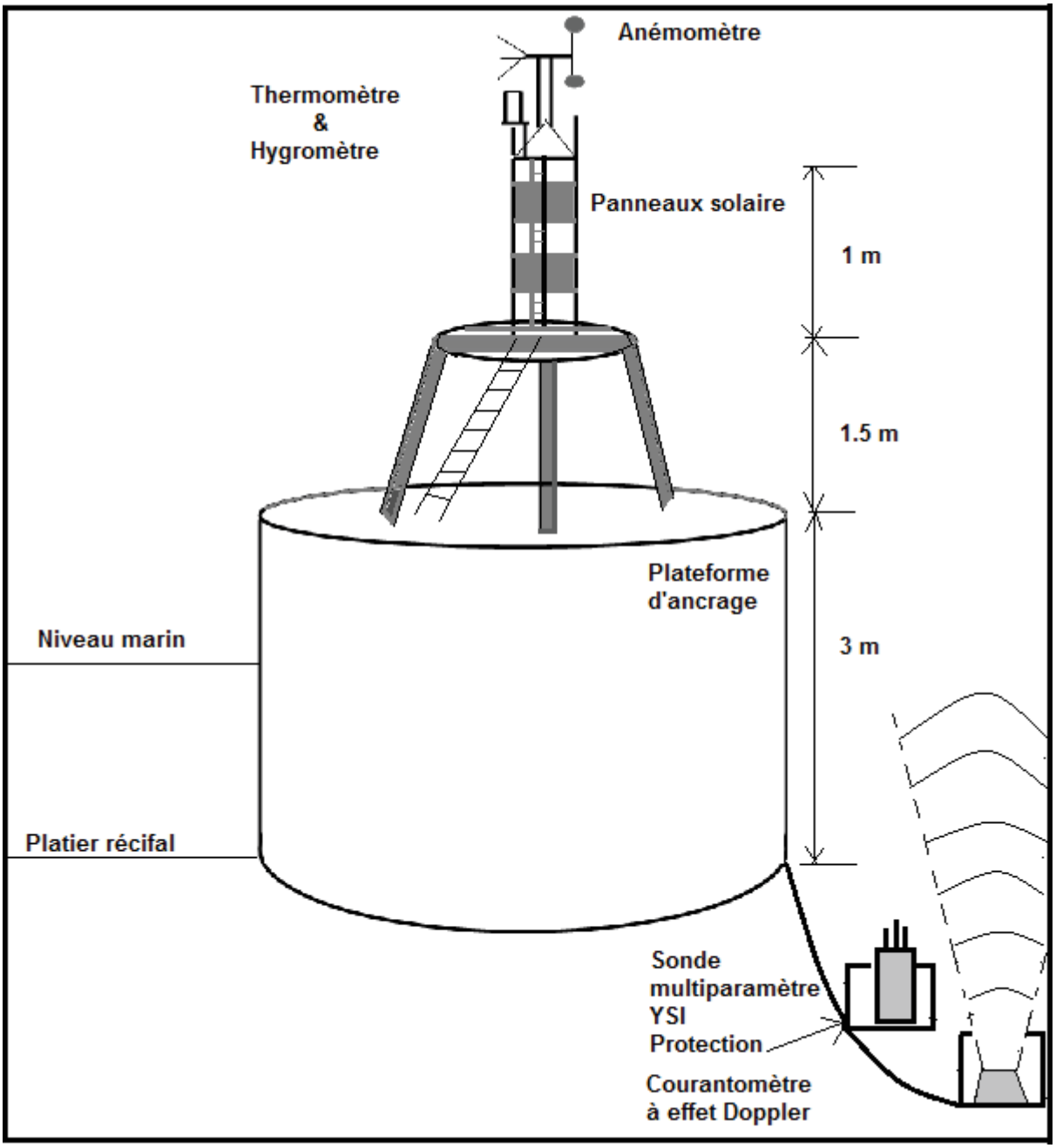
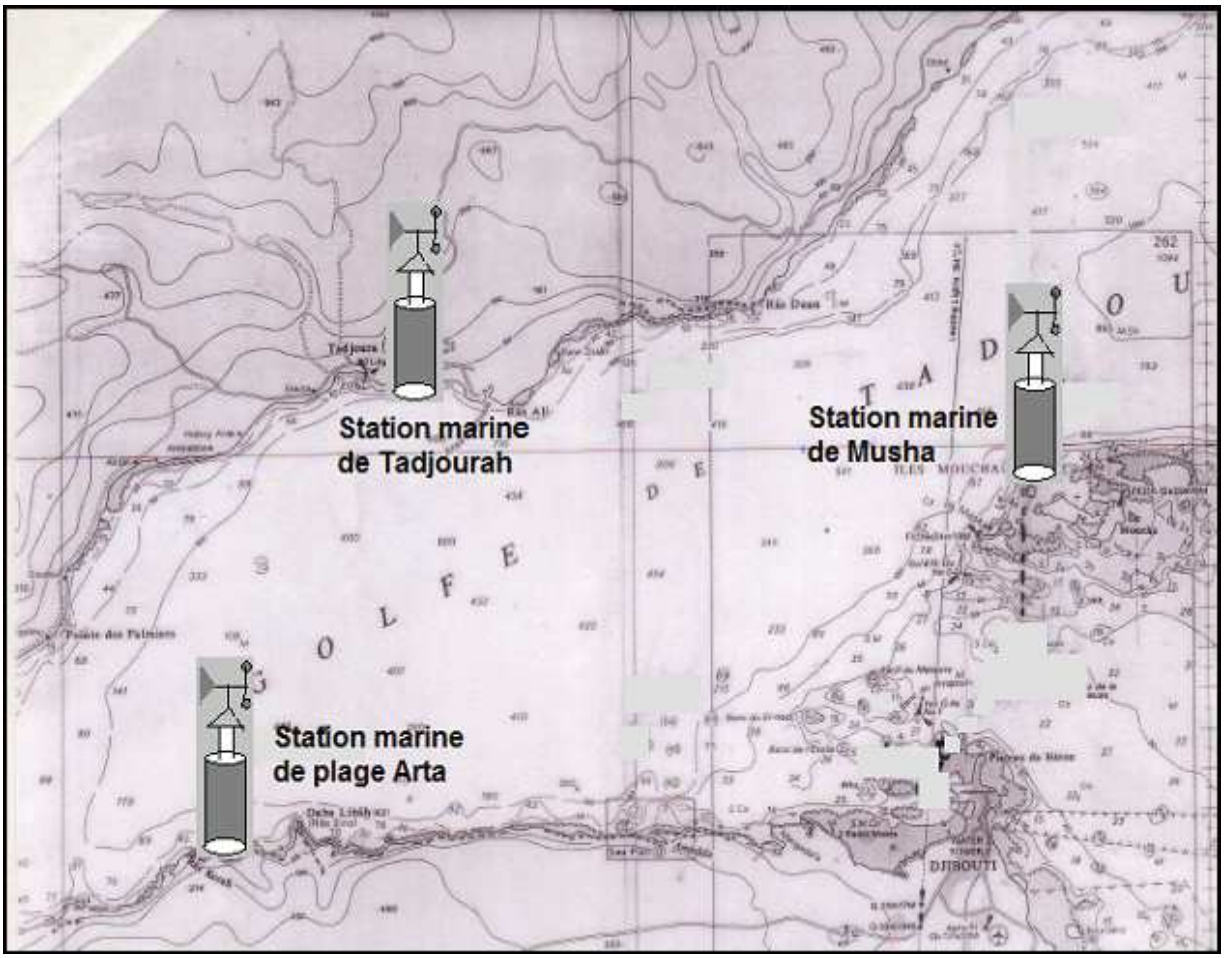


Figure 8.6 : Carte de localisation des sites d'installation des stations marines fixes dans le Golfe de Tadjourah



C.1.2 Les paramètres clés à suivre

Ce projet fait logiquement suite aux travaux de thèse dont il est l'aboutissement. Il vise à compléter et améliorer la compréhension de la dynamique océanique des eaux côtières et pélagiques dans le Golfe de Tadjourah. A long terme, il devrait déboucher sur la mise en place d'une base de données servant à la modélisation et à la prévision de certains paramètres de la qualité physico-chimique des eaux pélagiques pour la gestion durable de la pêche. En effet, face au changement climatique et ses éventuels impacts sur le ressources halieutiques, il est urgent que les paramètres qui favorisent ou qui impactent négativement le développement de la vie marine et l'abondance des stocks de poissons soient connus. Dans cette perspective, compte tenu des observations faites et les résultats obtenus dans cette thèse, le suivi de l'environnement physico-chimique des eaux pélagiques nous semble crucial. Les paramètres prioritaires à suivre sont : la température de la surface de la mer (SST), la concentration de la chlorophylle *a* (CHLa), le vent de surface, les nutriments (nitrates), la turbidité et les courants

marins. Afin d'observer les tendances éventuelles, un suivi sur une longue période s'avère indispensable.

La température de la surface de la mer (SST)

La SST est un paramètre très important, tant du point de vue climatique, océanographique qu'écologique. Etant donné son influence sur le climat local et son rôle écologique avéré, notamment pour les espèces pélagiques sensibles aux variations de leur environnement, ce paramètre devra faire l'objet d'un suivi continu. Il pourrait constituer un bon indicateur de changement de l'environnement et notamment de l'intensité de l'upwelling dont dépendrait, indirectement l'abondance des espèces pélagiques. Ainsi, les hydro-saisons propices au développement des phytoplanctons, les périodes de températures extrêmes, pourraient être déterminées en fonction du cycle annuel connu de la SST.

Concentration de la chlorophylle a (CHLa)

La chlorophylle *a* est le pigment principal des phytoplanctons. Sa concentration dans les eaux marines donne des informations sur les paramètres biologiques tels que la biomasse phytoplanctonique. Ces microalgues constituent le premier maillon de la chaîne alimentaire marine et sont à la base de la pêche et de l'aquaculture. La CHLa peut donc être utilisée comme un traceur de la présence et de l'abondance des phytoplanctons.

Notre étude, basée sur les observations satellites de la couleur des eaux pélagiques (type I) a permis d'identifier les principaux patterns de la CHLa. Ces patterns sont essentiellement liés à la thermocline dont les positions changent en fonction des saisons. Ainsi, nous avons mis en évidence une thermocline qui s'approche de la surface durant la période estivale entre juin et septembre. Cette remontée de la thermocline qui enrichit les eaux de surface en éléments nutritifs est d'une importance écologique capitale. En l'absence des effluents et la rareté des pluies, elle représente l'unique forme d'enrichissement des eaux pélagiques dans le Golfe de Tadjourah. Le suivi régulier de ce processus à la fois par la SST mais aussi de façon plus précise par les mesures de CHLa et des phytoplanctons, dans cette zone, permettrait de mieux connaitre le phénomène et d'établir le timing pour la planification de l'activité de pêche.

Les vents de surface

Le vent est un facteur météorologique clé de la dynamique des eaux de surface. Il génère des courants marins et influence, par le mélange, la plupart des paramètres physico-chimique (température, salinité, turbidité, O2, CHLa, etc.). Deux principaux régimes de vents ont été

observés dans le cadre de cette étude : les vents du nord-est qui soufflent durant toute la période d'hiver (novembre à mai) et les vents du sud-ouest qui prédominent durant l'été. Ces deux régimes de vents qui diffèrent par la direction et l'intensité, n'ont pas les mêmes effets sur le milieu et aussi sur la pêche. Les vents du NE, humides et froids, entrainent la baisse de SST durant l'hiver. Tandis que les vents du SO, chauds et secs, sont responsables de la remontée de la thermocline. Cependant, ces observations faites à l'aide des données satellites demeurent synoptiques et de faible résolution spatiale. Des mesures *in situ* continues sur certaines stations permettraient de mieux caractériser les régimes de vents, leurs fréquences d'apparition et aussi de caractériser les vents locaux.

La turbidité

La turbidité de l'eau de mer est liée à la présence de diverses matières en suspension (MES) telles que matières organiques et minérales fines, plancton, etc. Elle correspond à la propriété optique de l'eau qui fait que la lumière incidente est diffusée, absorbée ou réfléchie en fonction de la teneur en MES.

La turbidité est un facteur écologique important en milieu marin. Elle a généralement un impact négatif en raison de la limitation de la lumière nécessaire à la photosynthèse. Elle constitue un bon indicateur de production primaire si les MES sont composés du plancton. En outre, l'influence positive et négative de la turbidité sur l'alimentation des poissons a été révélée par plusieurs études.

Bien qu'aucune étude n'ait été menée sur ce paramètre, dans la zone du Golfe de Tadjourah, il semble que la turbidité des eaux pélagiques varie saisonnièrement. La connaissance de ces variations aux échelles saisonnières et leur mise en parallèle avec d'autres paramètres permettront de mieux comprendre la dynamique de la qualité des eaux pélagique et l'impact positif ou négatif sur la pêche.

Les courants de surface et de subsurface

Au même titre que le vent qui les génère, les courants de surface, ont une grande influence sur le milieu marin. Ils impactent profondément la qualité physico-chimique des eaux pélagiques. Au terme de notre étude, nous avons établi un schéma de courants de surface, découlant des variations saisonnières des vents de moussons. Ce schéma montre deux régimes de courants de surface : les courants de surface liés aux vents NE et ceux associés aux vents SO. Les premiers emmènent les eaux de surface du Golfe d'Aden vers le Golfe de Tadjourah. Ces

eaux sont froides, riche en oxygène dissous mais de faible teneur en CHLa. Elles proviennent en grande partie de la Mer d'Arabie. Durant tout l'hiver ces eaux de surface semblent entrer dans le golfe par la partie sud-est et sortir par le nord-est. Le schéma inverse se produirait durant la période d'été. Des mesures continues des courants de surfaces et des marées devront être menées pour valider le schéma de circulation proposé et mieux comprendre leurs influences sur la qualité physico-chimiques des eaux pélagiques. Les paramètres clé à suivre ainsi que les méthodes et les outils de mesures sont présentés dans le tableau 8.1

Tableau 8.1 : Paramètres clé de suivi de la qualité physico-chimique des eaux pélagiques dans le Golfe de Tadjourah

Paramètres	**Appareils de mesure**	**Fréquence de mesures**	**Fréquence de collecte de données/entretiens des appareils**	**Traitements et diffusion de données**
Température	Sonde thermosensible	Journalière	mensuelle	
CHLa	Fluorimétre	journalière	mensuelle	
Vent	Anémométre	journalière	mensuelle	
Turbidité	Transmissiométre	journalière	mensuelle	
Courants marins	Courantomètre à effet Doppler	journalière	mensuelle	

BIBLIOGRAPHIE

Abualanaja, Y.O, Ahmed, F. and Al-Mtairi, NA. (2011). Balance of surface, advective and up-welling heat fluxes in the Gulf of Aden. Indian Journal of Geomarine, Marine Sciences. Vol (40). 42-47.

Aiki, H., Takahashi, K., Yamagata, T., (2006). The Red Sea outflow regulated by the Indian monsoon. Continental Shelf Research 26, 1448.

AlkKawri, A. and Gomoyo, M. (2014). Remote sensing of phytoplankton distribution in the Red Sea and Gulf of Aden. Acta Oceanol. Sin., Vol. 33, No. 9, P. 93–99

Almogi-Labina A, Schmiedl G, Hemleben C, Siman-Tov R, Segl M, Meischner D The influence of the NE winter monsoon on productivity changes in the Gulf of Aden, NW Arabian Sea, during the last 530 ka as recorded by foraminifera. Marine Micropaleontology 2000;40: 295–319.

Al Saafani, M. A. and S. S. C. Shenoi. (2004). Seasonal cycle of hydrography in the Bab-el Mandab region, southern Red Sea. Proceedings Earth and Planetary Sciences. **13**(3), 269–280.

Al Saafani, M.A., Shenoi. (2006). Water masses in the Gulf of Aden. *Journal of Oceanography*, Vol. 63, pp. 1 to 14.

Al Saafani, M. A. and S. S. C. Shenoi. (2006): Seasonal and interannual variability of eddy field and surface circulation in the Gulf of Aden. *Presented at "15 years of Progress in Radar Altimetry Symposium" 13–18 March 2006*, Venice, Italy.

Al Saafani, M.A., Shenoi, S.S.C., Shankar, D., Aparna, M., Kurian, J., Durand, F., Vinayachandran, P.N. (2007). Westward movement of eddies into the Gulf of Adenfrom the Arabian Sea. J. Geophys. Res. 112 p.

Al Saafani, M.A. (2008). Physical Oceanography of the Gulf of Aden. PhD thesis.

Al Sayed, and P. Kolli. Seasonal variation of dissolved oxygen in the northern Gulf of Aden. In Scientific investigation of the Gulf of Aden. Marine Science and Resources Research Center, Aden, Republic of Yemen, 1992.

Allen, M., Smith L.A., (1996). Monte Carlo SSA: Detecting irregular oscillations in the Presence of coloured noise, *J. Clim.*, **9** , 3373-3404.

Allen, M., Smith L.A., (1997). Optimal filtering in singular spectrum analysis, *Phys. Lett.*, 234 419-428.

Almogi-Labin, A., Schmiedl, G., Hemleben, C., Siman-Tov, R., Segl, M., Meischner, D., (2000). The influence of the NE wintermonsoon on productivity changes in the Gulf of Aden, NWArabian Sea, during the last 530 ka as recorded by foraminifera. Mar. Micropaleontol. 40 (3/4).

Aminot et Kéroual. (2004). Hydrologie des écosystèmes marins. Paramètres et analyses Ed. Ifremer, 336 p.

Aminot et Kéroual. (2007). Dosage automatique des nutriments dans les eaux marines : méthode en flux continu. Ed. Ifremer, méthodes d'analyse en milieu marin 188 p.

Anderson, O. (1976). Time series analysis and forecasting: the Box-Jenkins approach : London, Butterworths, p. 182 pp.

Antoine, D., A. Morel, H. R. Gordon, V. F. Banzon, and R. H. Evans. (2005). Bridging ocean color observations of the 1980s and 2000s in search of longterm trends, J. Geophys.Res., 110

Bauer, S., Hitchcock, G.L., Olson, D.B. (1991). Influence of monsoonally-forced Ekman dynamics upon surface layer depth and plankton biomass distribution in the Arabian Sea. Deep-Sea Research 38, 531–553.

Bender, M. A., T. R. Knutson, R. E. Tuleya, J. J. Sirutis, G. A. Vecchi, S. T. Garner, and I. M. Held. (2010). Modeled Impact of Anthropogenic Warming on the Frequency of Intense Atlantic Hurricanes. Science. Vol. 327, No. 5964, pp. 454-458.

Behrenfeld J.M, et *al.* (2006). Climate-driven trends in contemporary ocean productivity. Nature 444, 752–755.

Bentamy, A., K. B. Katsaros, A. M. Mestas-Nuñez, W. M. Drennan, E. B. Forde, and H.Roquet. (2003). Satellite estimates of wind speed and latent heat flux over the global oceans. *J. Climate,* **16,** 637–656.

Bjornsson and S.A. Venegas. (1997). A manual for EOF and SVD - Analyses of climatic Data.

Bleck, R., and D. Boudra, 1981: Initial testing of a numerical ncean circulation model using a hybrid (quasi-isopycnic) vertical coordinate. J. Phys. Oceanogr., 11, 755-770.

Bleck, R., and S. Benjamin, 1993: Regional weather prediction with a model combining terrain-following and isentropic coordinates. Part I: Model description. Mon. Wea. Rev., 121, 1770-1785.

Bonatti, E., Cipriani, A., Lupi, L. (2015). The Red Sea : birth of ocean. In The Red Sea: The Formation, Morphology, Oceanography and Environment of a young ocean basin.

Bouhlel, M. (1988). Poissons de Djibouti. RDA International, Inc. Placerville, CA 95667, Etats-Unis. 416 pages.

Bosworth, . (2005). The Red Sea and Gulf of Aden Basins. Journal of African Earth Sciences, 43 (2005) 334–378 Box G.E.P. et Pierce D.A. 1970. « Distribution of Residual Autocorrelations in Autoregressive Moving Average Time Series Models », *Journal of the* American Statistical Association, vol. 65.

Boyce, D. G., M. R. Lewis, and B. Worm. 2010. Global phytoplankton decline over the past century. Nature 466:591-596

Box G.E.P. et Jenkins G.M. (1976). *Time Series Analysis : Forecasting and Control*, Holde Day, San Francisco.

Box G.E.P. et Jenkins G.M. 1976. Time Series Analysis : Forecasting and Control, Holden Day, San Francisco.

Box G.E.P. et Pierce D.A. (1970). Distribution of Residual Autocorrelations in Autoregressive Moving Average Time Series Models. Journal of the American Statistical Association, vol. 65.

Bower, A.S., Hunt, H.D., Price, J.F. (2000). Character and dynamics of the Red Sea and Persian Gulf outflows. Journal of Geophysical Research. C. Oceans 105, 6387–6414.

Bower, A.S., Fratantoni, D.M., Johns, W.E., Peters, H. (2002). Gulf of Aden eddies and their impact on Red Sea Water. Geophys. Res. Lett. 29, 21-1.

Bower, A.S., Johns, W.E., Frantantoni, D.M., Peters, H., 2005. Equilibration and circulation of Red Sea outflow water in the western Gulf of Aden. J. Phys.Oceanogr. 35, 1963–1985.

Bower, A. S., and H. H. Furey, 2011. Mesoscale eddies in the Gulf of Aden and their impact on the spreading of Red Sea outflow water. *Progress in Oceanography*, **96**, 14-39,

Behrenfeld, M.J, R.O'Maley, D. Siegel, C., McClain, C., J., Samiento, G., Feldman, A., Milligan, P. Falkowski, R. Letelier, 2006. Climate driven trends in contemporary ocean productivity. *Nature*, vol. 444, no. 7120, pp. 752–755.

Brainerd, K. E., and M. C. Gregg. (1995). Surface mixed and mixing layer depths. *Deep-Sea Res.,* **42A,** 1521–1543.

Bretherton, C. S. Smith, C., and Wallace, J. M. (1992). An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. J. Clim., 5:541-560.

Brierley, A., S., and Kingsford, J. (2009). Impacts of climate change on marine organisms and ecosystems. Review, Current Biology 19 , R602–R614

Broomhead, D. S., and G. P. King. (1986a). Extracting qualitative dynamics from experimental data. Physica D,20, 217-236.

Broomhead, D. S., and G. P. King. (1986b). On the qualitative analysis of experimental dynamical systems. Nonlinear Phenomena and Chaos, S. Sarkar, Ed., Adam Hilger, 113-144.

Brander, K,. (2007). Global fish production and climate change. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*104 (50): 19709–14.

Brander K. (2010). Impacts of climate change on fisheries. J. Mar. Syst. 79, 389–402

Bretherton, C. S. Smith, C., and Wallace, J. M. (1992). An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. J. Clim., 5:541-560.

Campbell, J. (1995), The lognormal distribution as a model for bio-optical variability in the sea, J. Geophys. Res.,100(C7), 13,237–13,254

Chassignet et *al.* 2006.Ocean prediction with the hybrid coordinate ocean model (HYCOM). Journal of Marine Systems 65 (2007) 60 –83

Chatfield, C. (1996). The Analysis of Time Series, 5th ed., Chapman & Hall, New York, NY.

Chatfield, C. (2004). The Analysis of Time Series , Chapman & Hall.

Chatfield, C. (2009), the analysis of time series : an introduction. Chapman & Hall.

Chumki Chowdhury, Natacha Majunder, Raghab Ray, Tapan Kumar Jana. (2012). Interannual abundance variation in some genera diatom and zooplankton in a mangrove ecosystem. Biodiversity and conservation, springer, vol.21:2029-2043.

Chu, P.C., and C.W. Fan. (2010a). Optimal linear fitting for objective determination of ocean mixed layer depth from glider profiles. J. Atmos. Oceanic Technol.,

Chu, P.C., and C.W. Fan, (2011): Determination of Ocean Mixed Layer Depth from Profile Data.

Chereskin, T. K., and D. Roemmich, 1991: A comparison of measured and wind-derived Ekman transport at 118N in the Atlantic Ocean. J. Phys. Oceanogr., 21, 869–878.

Clark, D. K., Gordon, H. R., Voss, K. J., Ge, Y., Broenkow, W., & Trees, C. 1997. Validation of atmospheric correction over the oceans. Journal of Geophysical Research, 102, 17209–17217.

Corbineau, A., Rouyer, T., Cazelles, B., Fromentin, J.-M., Fonteneau, A., Ménard, F., 2008. Time series analysis of tuna and swordfish catches and climate variability in the Indian Ocean (1968–2003). Aquatic Living Resource 21, 277–285.

Csanady, G. T. (2004), Air-Sea Interaction: Laws and Mechanisms, Cambridge University Press , 239 p.

Cury, P., Roy, C, 1989. Optimal environmental window and pelagic fish recruitment success in upwelling areas. *Can. J. Fish. Aquat. Sci. 46, 670-680.*

Cury, P, 1990. L'impact des fluctuations climatiques sur la dynamique des stocks de poissons pélagiques côtiers. Méthodesd'évaluations des stocks halieutiques *(Vol. I), 213-232.*

Cushing, D.H. 1971. Upwelling and fish production.Adv. Mar. Biol., 9,255-334.

Cushing, D.H. 1982. Climate and fisheries. Academic Press, Lond.New York, 373 p.

Cushing, D.H. 1996. Towards a Science of recruitment in fish populations. De May and Benkiran, 2002.

Daniel, A., Kérouel, R.,Aminot, A. (2012). Pasteurization: A reliable method for preservation of nutrient in seawater samples for inter-laboratory and field applications. *Marine Chemistry*, 128, 57-63.

Daniault, N., Mazé, J. P., and Arhan, M.: Circulation and mixing of Mediterranean water west of the Iberian Peninsula, Deep-Sea Res. Pt. I, 41, 1685–1714, 1994.

Dauteuil O., Huchon P., Quemeneur F. and Souriot T. (2001). – Propagation of an oblique rift : the western gulf of Aden. Tectonophysics, 332, 423-442.

Deser, C., Alexander, M.A, and Timlin, M.,S. (2002). Understanding the Persistence of Sea Surface Temperature Anomalies in Midlatitudes.

Deser, C., Alexander, M.A, Xie, S.-P, Philip, S.A. (2010). Sea surface temperature variability : Patterns and mechanisms. Annu. Rev. Mar. 2:115-43.

Dicke, R.H. (1976). The measurement of thermal radiation at microwave frequencies. *Review of Scientific Instruments*, AIP, vol. 17, n° 7, 1946, p. 268–275

Dijkstra, Henk A. (2008). Dynamical oceanography ([Corr. 2nd print.] ed.). Berlin: Springer Verlag. p. 276.

Doney, SC, Ruckelshaus M, Duffy JE, Barry JP, Chan F, English CA, Galindo HM, Grebmeier JM, Hollowed AB, Knowlton N, Polovina J, Rabalais NN, Sydeman WJ, Talley LD. (2012). Climate Change Impacts on Marine Ecosystems. Annual Review of Marine Science Vol. 4: 11-37.

Donguy, J.-R., 1970. - Observations de surface le long des lignes de navigation dans la partie Ouest de l'Océan Indien. Cah. Ockznogr. Vol. 22, no 4 : 353-366.

Donguy, J.-R. (1972). - Comparaison de données superficielles avec celles de satellites artificiels dans la partieoccidentale de l'Océan Indien. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océunogr., vol. X, no 1 : 99-104.

Donguy, J.-R. (1974). - Une année d'observations de surface dans la zone de mousson de la partie occidentale de l'Océan Indien. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Oc6anogr., vol. XII, no 2 : 117-128.

Donguy et Mayer, (1995). Seasonal variations of sea-surface salinity and temperature in the tropical Indian Ocean. *Deep Sea Research* I.V ol.43. No. 2. pp. 117-138.1996

Durham, 1983. Construire dans la région du désert maritime. Volunters in Technical assistance (VITA). 56 p.

Eastwood, S. and S. Andersen, 2007. Masking of Sea Ice for METOP SST retriev*al.* OSI SAF report,

Eastwood, S., LeBorgne, P., Péré, S. and Poulter, D. (2011). Diurnal variability in Sea Surface Temperature in the Arctic : Remote Sensing of Environment, Volume 115, Issue 10, 17 October 2011, Pages 2594-2602

Elsner and Tsonis. 1996. Singular Spectrum Analysis: A New Tool in Time Series Analysis, PlenumPress, NewYork, NY,USA.

Emery WJ and Meincke, J. (1986). Global water masses: summary and review. Oceanologica Acta 9: 383–391

Emery W.J. and Yu, Y., 1997. Satellite sea surface temperature patterns and absolute values. International Journal ofRemote Sensing 18: 323–334

Emery, W.J., 2001: Water types and water masses, Encyclopedia of Ocean Sciences, John Steele, Steve Thrope and Karl Turekain, eds, Academic Press

Emery, W. J. and Richard, E., T. (2014). Data nalysis method in physical oceanography. 400 p.

Evans, G. T. and J. S. Parslow (1985): A model of annual plankton cycles. *Biol. Oceanogr.*, **3**, 327–347.

Faure, V., Inejih C. A., Demarcq H., Cury P. (2000). Octopus recruitment success and retention processes in upwelling areas: the example of the Arguin Bank (Mauritania). Fisheries Oceanography 2000;4:343-355.

Fedorov, K.N., Meshchanov, S.L. (1988). Structure and propagation of the Red Sea water in the Aden Gulf. Okeanologiya/Oceanology 28, 357–363.

Fieux, M., 2010. L'océan planétaire. Les presses de l'ENSTA, Lavoisier. 430 p.

Figa-Saldaña, J., J.J.W. Wilson, E. Attema, R. Gelsthorpe, M.R. Drinkwater, and A. Stoffelen. 2002. The advanced scatterometer (ASCAT) on the meteorological

operational (MetOp) platform: A follow on for European wind scatterometers. *Canadian Journal of Remote Sensing* 28(3): 404-412.

Fraedrich, K. (1986). Estimating the dimensions of weather and climate attractors,"Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 43, pp. 419–432.

Francois C., Brisson, A., Le Borgne, P. and Marsouin, A. (2002). Definition of a radiosounding data base for sea surface brightness temperature simulations: application to sea surface temperaturere trieval algorithm determination", *Remote Sensing of* E*nvironment*, **81**, 309-326.

Frankignoul C, Czaja A, L Heveder B (1998) Air-sea feedback in the North Atlantic and surface boundary conditions for ocean models. J Clim 11: 2310–2324

Fratantoni, D.M., Bower, A.S., Johns, W.E., Peters, H. (2006). Somali current rings in the eastern Gulf of Aden. J. Geophys. Res. 111 (September), 9039.

Gallant, A. S. Kiem, D. C. Verdon-Kidd, R. C. Stone, and D. J. Karoly. (2012). Understanding hydroclimate process in the Murrey Darling basin for natural resources management. Hydrol. Earth Syst. Sci., 16, 2049–2068.

Garcıa, C.M., Prieto, L., Vargas, M., Echeverrıa, F., Garcıa-Lafuente, J., Ruiz, J., Rubin, J.P., (2002). Hydrodynamics and the spatial distribution of planckton and TEP in the Gulf of Cadiz.

Gouvernement de Djibouti. (2000*)*. Monographie Nationale de la Diversité Biologique de Djibouti. Direction de l'Environnement, Ministère de l'Habitat, de l'Urbanisme, de l'Environnement et de l'Aménagement du Territoire, Djibouti, 265 pages.

Gupta, V. and Waymire, E. (1993). A statistical analysis of mesoscale rainfall as a random cascade, J. Applied Met., 32, 251–267..

GIEC, 2013. Changement climatique 2013 : (a) les éléments scientifiques. 222 p.

Ghil, M., R. M. (2001). Natural climate variability. The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change : Vol 1, pp 544–549.

Ghil M., R. M. Allen, M. D. Dettinger, K. Ide, D. Kondrashov, M. E. Mann, A. Robertson, A. Saunders, Y. Tian, F. Varadi, and P. Yiou. (2002). "Advanced spectral methods for climatic time series," Rev. Geophys.,40(1), pp. 3.1-3.41,

Golyandina, N.E. Nekrutkin, V.V. and Zhigljavsky, A.A. 2001. Analysis of Time Series Structure: SSA and Related Techniques, Boca Raton, FL: Chapman&Hall/CRC.

Golyandina, N., and A. Zhigljavsky. (2013). Singular Spectrum Analysis for time series. Springer Briefs in Statistics, Springer,

Gregg, M.C., (1988). Mixing in the thermohaline staircase east of Barbados. In Small Scale Turbulence and Mixing in the Ocean, eds. J.C.J. Nihoul and B.M. Jamart, Elsevier Oceanography Ser., 46, 453-470.

Gregg W. W, Conkright M E, Ginoux P, O'Reilly J E and Casey N W . 2003. Ocean primary production and climate: global decadal changes Geophys. Res. Lett.30 1809–13

Gregg, W. W, Casey N. W. and McClain C. R. (2005). Recent trends in global ocean chlorophyll. Geophys. Res. Lett. 32 L03606

Hollowed, A. B., Barange, M., Beamish, R., Brander, K., Cochrane, K., Drinkwater, K., Foreman, M., Hare, J., Holt, J., Ito, S-I., Kim, S., King, J., Loeng, H., MacKenzie, B., Mueter, F., Okey, T., Peck, M. A., Radchenko, V., Rice, J., Schirripa, M., Yatsu, A., and Yamanaka, Y. (2013). Projected impacts of climate change on marine fish and fisheries. – ICES Journal of Marine Science 75(5) 1023-1037

Hanawa, K., and Y. Toba. (1981). Terms governing temperature and thickness of the oceanic mixed layer and their estimates for sea area south of Japan, Tohoku Geophys. J., 28, 161-173.

Hasard et Merle. 1979. Onset of summer surface cooling in the Gulf of Guinea during GATE. Hériarivo, R., 1992. Caractéristiques statistiques de la pluviométrie dans la

République de Djibouti. Projet DJI 89/010 PNUD. Assistance à la préparation du schéma directeur de la mise en valeur des ressources en eau de la République de Djibouti. Rapport d'étude

Hassani H. (2007). Singular Spectrum Analysis: Methodology and Comparison. Journal of Data Science. Vol. 5, N° 2, 239-257.

Hassani, H., Z. Xu and A. Zhigljavsky. (2011). "Singular spectrum analysis based on the perturbation theory". Nonlinear Analysis: Real World Applications 12 (5), 2752-2766.

Hsieh, W.W. and A.J. Cannon. (2008).Towards robust nonlinear multivariate analysis by neural network methods.In Donner, R. and Barbosa, S. (eds.), Nonlinear Time Series Analysis in the Geosciences -- Applications in Climatology, Geodynamics, and Solar-Terrestrial Physics, pp.97-124.Springer.

Hsieh, W. W. (2009). Nonlinear principal component analysis. In S.E. Haupt, A. Pasini and C. Iledgpeth, J. W. and Ladd, H,. (1957). Traitise of marine ecology and paleoecologye. Vol 1 : Ecology.

IPCC. (2013a). Climate Change 2013: The Physical Science Basis - Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [T.F.Stocker,D.Qin,G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. 40 Xia, V. Bex, P.M. Midgley, (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY USA

IPCC. (1996). Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on climate Change [Houghton, J.T., L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, and K. Maskell (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 572 pp.

Iselin CO'D. (1939). The influence of vertical and lateral turbulence on the characteristics of the waters at mid-depths. Transactions of the American Geophysical Union 20: 414–417

Jolliffe, I. T. (2002). Principal Component Analysis. Springer-Verlag, 2nd Edition, New York.

Kara, A. B., P. A. Rochford, and H. E. Hurlburt. (2000a). An optimal definition for ocean mixed layer depth. *J. Geophys. Res.,* **105,** 16 803–16 821.

Kara, A. B., P. A. Rochford, and H. E. Hurlburt. (2000b). ixed layer depth variability and barrier layer formation over the North Pacific Ocean. *J. Geophys.Res.,* **105,** 16 783–16 801.

Karstensen J., Lothar Stramma, Martin Visbeck. (2008). Oxygen minimum zones in the eastern tropical Atlantic and Pacific oceans, Progress in Oceanography, Volume 77, Issue 4.

Kelley, D.E. (1984). Effective diffusivities within oceanic thermohaline staircases. J. Geophys. Res., 89, 10,484-10,488

Kendall, M.G. (1975). Rank Correlation Methods, 4th edition, Charles Griffin, London.

Kendall, M. G., Gibbons, J. D. (1990). *Rank correlation methods*, fifth ed., (1990) Griffin, London.

Khimitsa, V. A. (1968): The hydrological structure of the waters of the Gulf of Aden. O*ceanology*, **8**, 318–322.

Kirtman, B. and G.A. Vecchi. (2011): Why Climate Modelers Should Worry About Atmospheric and Oceanic Weather. "The Global Monsoon System: Research and Forecast, 2nd Edition. Chang, C.-P., Y. Ding, N.-C. Lau, R. H. Johnson, B. Wang, and T. Yasunari, Eds., World Scientific Series on Asia-Pacific Weather and Climate, Vol. 5, World Scientific Publication Company, 608 pp., 511-524.

Kim, S.B., T. Lee, and I. Fukumori. (2007), Mechanisms controlling the interannual variation of mixed layer temperature averaged over the NINO3 region,J. Clim.,20, 3822–3843.

Kramer, H.J. (1994). Observation of the Earth and its environment. New York: Springer-Verlag.

Krom, M. D., S. Brenner, N. Kress, A. Neori, and L. I. Gordon. (1992). Nutrient dynamics and New Production in a Warm-core eddy from the E.Mediterranean. Deep-Sea Research **39:** 467-480.

Koberle and Philander. (1994). On the processes that control seasonal variations of sea surface temperatures in the tropical Pacific Ocean. Tellus (1994). 46A. 481-496

Kunze, E. (1987). Limits on growing, finite–length salt fingers: A Richardson number constraint. Journal of Marine Research., 45, 533-556.

Kinze, E. (2001). A review of Salt-fingering theory. Prog. Oceanogr. 49 p.

LE BAIL K. (2006). Évaluation de la qualité des séries temporelles de mesures: signal et bruit. Bulletin d'information scientifique et technique de l'IGN n°75, 123-132.

Le Borgne, P., G. Legendre and A. Marsouin. (2007). Operational SST retrieval from METOP/AVHRR,proceedings of the 2007 EUMETSAT conference, Amsterdam, The Netherlands, September.

Le Borgne, P., Roquet, H. and Merchant, C. (2011A). Estimation of sea Surface Temperature from the SEVIRI, improved using numerical weather prediction, Remote Sensing of Environment 115, 55–65.

Le Borgne, P., G. Legendre, A. Marsouin and S. Péré (2008) Operational SST retrieval from METOP/AVHRR, Validation Report

Lavanant, L. (2007). Operational cloud masking for the O&SI SAF global METOP SST production, proceedings of the 2007 EUMETSAT conference, Amsterdam, The Netherlands.

Lehodey, P., M. Bertignac, J. Hampton, A. Lewis, and J. Picaut. (1997). El Nino southern oscillation and tuna in the western Pacific, Nature, 389 , 715-717.

Levitus, S., J. I. Antonov, T. P. Boyer, and C. Stephens. (2000). Warming of the world ocean. S*cience,* 287,2225–2229

Levitus, S., J. L. Antonov, J. Wang, T. L. Delworth, K. W. Dixon, and A. J. Broccoli. (2001). Anthropogenic warming of Earth's climate system, Science,292, 267–270.

Levitus, S., J. Antonov, and T. Boyer. (2005a). Warming of the world ocean, 1955–2003, Geophys. Res. Lett. , 32, L02604,.

Levitus, S., S. Sato, C. Maillard, N. Mikhailov, P. Caldwell, and H. Dooley. (2005b). Building ocean profile-plankton databases for climate and ecosystem research, NOAA Tech. Rep. NESDIS 117, 29 pp., NOAA, Silver Spring, Md.

Levitus, S., J. I. Antonov, T. P. Boyer, H. E. Garcia, R. A. Locarnini, A. V. Mishonov, and H. E. Garcia. (2009). Global ocean heat content 1955–2008 in light of recently revealed instrumentation problems, Geophys. Res. Lett. , 36 , L07608.

Levitus, S., et al., 2012: World ocean heat content and thermosteric sea level change (0–2000m) 1955–2010. Geophys. Res. Lett., **39**, L10603.

Lorbacher, K., Dommenget, D., Niiler, P.P., Kohl, A.2006. Ocean mixed layer depth: A subsurface proxy of ocean-atmosphere variability. J. Geophys. Res., 11.

Lorenz, E., 1956: Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Tech. Rep. 1, Statistical Forecasting Project, Department of Meteorology, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, 49 pp

Lukas, R. and E. Lindstrom. (1991). The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean. J. *Geophys. Res*., 96,3343–3357.

Luther, M.E., O'Brien, J.J. (1985). A model of the seasonal circulation in the Arabian Sea forced by observed winds. Progress in Oceanography 14, 353–385.

Matt, S., Johns, W.E. (2007). Transport and entrainment in the Red Sea outflow plume. Journal of Physical Oceanography 37, 819–836.

Maze, J.P., Arhan, M., Mercier, H. (1997). Volume budget of the eastern boundary layer off the Iberian Peninsula. Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 44, 1543I: Oce

Maillard, C and Soliman, G. (1986). Hydrography of the Red Sea and exchanges with the Indian Ocean. Oceanologica Acta 9, 249–269.

Marzban, (eds.). Artificial Intelligence Methods in the Environmental Sciences, pp.173-190, Springer.

MATTHEWS, D. J. (1926). Reports of the Percy Sladen Trust Expedition to the Indian Ocean in 1905. PhysicalOceanography. Trans. of the Linnean Sociefy of London., vol. XIX, contrib. VII : 129-205.

Marsouin, A., P. Le Borgne, G. Legendre, S. Péré. (2010). Homogeneous validation scheme of the OSI SAF sea surface temperature products, proceedings of the 2010 EUMETSAT conference, Cordoba, Spain, September 2010.

Marzban, (eds.). Artificial Intelligence Methods in the Environmental Sciences, pp.173-190, Springer.

McPhaden M. J. and Foltz G. R. (2013). Intraseasonal variations in the surface layer heat balance of the central equatorial Indian Ocean: The importance of zonal advection and vertical mixing. Geophys. Res. Let.,, VOL. 40, 2737 –2741

Mihopoulos, N; Dassenokis, M; Anastasakis, G, Scoullos, M. (2000). Physical and chemical characteristics of a Mediterranean coastal environment, Global Nest: The International Journal, 2(2), 167-178.

Miller, S.T. , W. S. Brown and F. L. Bub. (1999). "CONVEX Moored Measurement Data Report: October 1997- May 1998", OPAL Tech. Rpt. No. UNH-OPAL-1999-005, XX pp. Ocean Process Analysis Laboratory, University of New Hampshire, Durham, NH 03824.

Miller, J.R. (1976). The salinity in a tropical mixed-layer ocean model. J. Phys. Oceanogr.. 6, 29-35.

Millot,C. 1979. Wind induced upwellings in the Gulf of Lion. Oceanol. Acta, 2(3), 261-274.

Moal, R.A. et Grateau, J. (1967). Pêche en Territoire Français des Afars et des Issas. Pount (Bulletinde la Societé d'Etudes de l'Afrique Orientale), 3 : 17-24.

Mohamed, E., S., H. Sharaf El-Din and A. A. H. El-Gindy. (1996): Dynamic and hydrographic structure in the Red Sea and Gulf of Aden. p. 78 –101. In Present and Future of Oceanographic Programs in Developing Countries, Vienna and Honolulu, Durvasula,-S.V., Visakhapatnam-India Andhra-University 1996 No. 3.

Mohammed, E. E. E. (1997). On the variability, potential energy, potential temperature, salinity and currents in NW Indian Ocean and Gulf of Aden. *JKAU. Mar. Sci.*, **8**, 47–65.

Moisan, J.R., Niiler, P.P., 1998. The seasonal heat budget of the North Pacific: net heat flux and heat storage rates (1950–1990). Journal of Physical Oceanography 28, 401–421.

Montégut, C., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, and D. 2004. Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology, *J. Geophys.*

Monterey, G., and S. Levitus. (1997): Seasonal Variability of Mixed Layer Depth for the WorldOcean, *NOAA Atlas NESDIS 14*, 100 pp., Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md.

Morcos, S. A., (1970). Physical and chemical oceanography of the Red Sea, Oceanography Marine Biology Annual Review ,8 , 73–202.

Morcos, S., Piechura J., 1990. From the Archives of the John Murray/Mabahiss Expedition: Strong summer cooling of surface water revealed by historic data in Gulf of Aden and Bab El Mandab, In: Lenz, W., Deacon, M. (Eds.), Ocean Sciences: Their history and

relation to man, Proceedings of the Fourth International Congress on History of Oceanography (ICHO IV), Hamburg, Germany. September 1987, Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Reihe B, Nr. 22, Hamburg, 378–390.

Mouw, C.B. and J.A. Yoder. (2005) Primary production calculations in the Mid-Atlantic Bight, including effects of phytoplankton community size structure. Limnology and Oceanography 50(4): 1232-1243

Murray, S. P., and W. Johns. (1997). Direct observations of seasonal exchange through the Bab-al-Mandab Strait, Geophys. Res. Let., 24, 2557– 2560.

Myklevoll, S., (1982a) A pelagic fish survey in the EEZ of the Republic of Djibouti (March 1981): Bergen, Norway, Institute of Marine Research, Reports on surveys with the R/V DR. FRIDTJOF NANSEN, 18 p.

Nasser, G. A. (1992): Seasonal changes in the water characteristics of upper 1000 m in the northern Gulf of Aden. In *Scientific Investigation of the Gulf of Aden. Vol. II*, Mar. Sci. and Resources Res. Center, Aden, Yemen.

Nerheim S, Stigebrandt A. (2006). On the influence of buoyancy fluxes on wind drift currents. J. Phys. Oceanogr., 36, 1591-1604.

Nezlin, N., J.J. Oram, P.M. DiGiacomo, and N. Gruber. (2004). Subseasonal to interannual Variations of sea surface temperature, salinity, oxygen anomaly, and transmissivity in Santa Monica Bay, California from 1987 to 1997, *Continental Shelf Research*, **24**, 1053-1082.

North, G. R., Bell, T. L., Cahalan, R. F., and Moeng, F. J. (1982). Sampling error in the estimation of empirical orthogonal functions. Mon.Wea.Rev., 110:699-706.

O'Carroll, A.G., T. August, P. Le Borgne and A. Marsouin. (2012).The accuracy of SST retrievals from Metop-A IASI and AVHRR using the EUMETSAT OSI-SAF matchup dataset, *RSE*.

Obura, D. (1999). Evaluation Marine et Côtière, République de Djibouti. Rapport Technique no. 4 sur la Biodiversité. Projet PNUD / UICN Biodiversité de Djibouti. Direction de l'Environnement, Djibouti et UICN, Nairobi, Kenya. 84 pages.

Overland, J., and R. Preisendorfer. (1982). A significance test for principal components applied to a cyclone climatology, Mon. Wea. Rev., 110, 1-4.

Petit et Huynt. (2006). Halieutique et environnement océanique : le cas de la pêche palangrière à espadon depuis l'Ile de la Réunion. IRD.

Piechura, J. and O. A. G. Sobaih (1986): Oceanographic conditions of the Gulf of Aden. *Sci. Invest. Gulf Aden, Series A: Oceanography*, No. 2.

Pickard, G.L., and W.J. Emery. (1990). Descriptive Physical Oceanography, An Introduction, 5th Edition, Pergamon Press, New York, 320 pp.

Plaut, G. &Vautard, R. (1994).Spells of low-frequency oscillations and weather regimes in the northern hemisphere. Journal of the Atmospheric Sciences, 51-2, 210–236.

Pond, S. and G. L. Pickard. (1983). Introductory Dynamical Oceanography. 2nd ed., Pergaman Press, 329 pp.

Prasad, T.G., Ikeda, M., (2001). Spring evolution of Arabian Sea High in the Indian Ocean. Journal of Geophysical Research 106, 31085–31098

Preisendorfer, R. W. (1988). Principal component analysis in Meteorology and Oceanography. Elsvier.

Price, J.F., O'Neil Baringer, M. (1994). Outflows and deep water production by marginal seas. Progress in Oceanography 33, 161–200

Price, J. F., R. A. Weller, and R. Pinkel. (1986), Diurnal cycling: Observations and model of the upper ocean response of diurnal heating, cooling, and wind mixing, J. Geophys. Res., 91(C7), 8411–8427.

Priestley M. N. (1981). Spectral Analysis and Time Series. Elsevier, Amsterdam.

Polovina, J.J., 1996. Decadal variation in the trans-Pacific migration of northern blue fin tuna (Thunnus thynnus) coherent with climate-induced change in prey abundance. Fisheries Oceanography 5, 114–119.

Radko, T. 2013. Double-Diffusion Convection. Cambridge University Press, 344 pp.

Ramanathan V., and G. Carmichael. (2008). Global and regional climate changes due to black carbon, Nature Geoscience 1 221–227 pp.

Ravier, C., Fromentin, J.-M. (2004). Are the long-term fluctuations in Atlantic bluefin tuna (Thunnus thynnus) population related to environmental changes? Fisheries Oceanography 13, 145–160.

Riebesell, U., Körtzinger, A. und Oschlies, A. (2009). Sensitivities of marine carbon fluxes to ocean change. PNAS Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 106 pp. 20602-20609.

Rishnamurthy and Kirtman. (2010). Relation between Indian monsoon variability and SST.

Richardson AJ, Schoeman DS .(2004). Climate impact on plankton ecosystems in the Northeast Atlantic. *Science.* 305: 1609-1612

Robertson, A. (1996). Interdecadal variability over the North Pacific in a multi-century climate simulation.*Climate Dynamics,* 12, 227–241.

Robineau, D. et Rose, J-M. (1982). Le dugong [Dugong dugon (Müller, 1776) Sirenia, Dugongidae]en République de Djibouti. Biological Conservation 24: 233-238.

Robinson, R. (Ed.) (1995). African Heritage 2000: The Future of Protected Areas in Africa.

Rochford, D. J. (1964). Salinity maxima in the upper 1000 meters of the north Indian Ocean. Australian Journal of Marine and Freshwater Research, 15:1 24.

Roegner, G.C., B. Hickey, J. Newton, A. Shanks, and D. Armstrong. 2002. Wind-induced plume and bloom intrusions into Willapa Bay, Washington. Limnology and Oceanography 47: 1033–1042.

Rousseaux, C.S.; Gregg, W.W. (2014). Interannual Variation in Phytoplankton Primary Production at Global Scale. *Remote Sens. 6*, 1-19.

Rouyer, T., Fromentin, J.-M., Ménard, F., Cazelles, B., Briand, K., Pianet, R., Planque, B.,

Ruddick, B., D. Walsh, and N. Oakey. (1997). Variations in apparent mixing efficiency in the North Atlantic Central Water. J. Phys. Oceanogr., 27,2589–2605

Ruddick, B., and O. Kerr. (2000). Oceanic thermohaline intrusions: Theory. Prog. Oceanogr.

Ruddick, B., and O. Kerr. (2003). Oceanic thermohaline intrusions: Theory. Prog. Oceanogr., 56,483–497.

Ruddick, B, and K. Richards. (2003). Oceanic thermohaline intrusions: Observations. Prog. Oceanogr., 56, 499–527.

Stenseth, N.C. (2008a). Complex interplays between population dynamics, environmental forcing and exploitation in fisheries time series. Proceedings of the National Academy of Sciences 105, 5420–5425.

Schmitt, R.W. (1981). Form of the temperature-salinity relationship in the Central Water: evidence for double-diffusive mixing. Journal of Physical Oceanography , 11: 1015-1026.

Schmitt, R.W. (1987). The Caribbean Sheets And Layers Transects (C-SALT) Program. EOS,Transactions of the American Geophysical Union, 68(5): 57-60.

Schmitt, R.W. (1988). Mixing in a thermohaline staircase. In: J. Nihoul & B. Jamart (Editors), Small-Scale Turbulence and Mixing in the Ocean. Elsevier, New York, pp. 435-452.

Schmitt, R.W. (1995). The ocean's salt fingers. Sci. Amer., 272(5), 50-55.

Schmitt, R.W. (2000). Observational evidence for salt fingers. Prog.Oceanogr.

Schmitt, R.W.,, J. Ledwell, E. Mongomery, K. Polzin, and J. Toole. (2005). Enhanced diapycnal mixing by salt fingers in the thermocline of the tropical Atlantic. Science, 308, 685–688

Schott, F. A., S.-P. Xie, and J. P. McCreary Jr. (2009), Indian Ocean circulation and climate variability, Rev. Geophys. 47, RG1002

Schott, F., and J. P. McCreary . (2001). The monsoon circulation of the Indian Ocean, Prog. Oceanogr., 51, 1–123

Seager and Vecchi. (2009). Greenhouse warming and the 21st century hydroclimate of southwestern North America. en M. MacDonald, University of California Los Angeles, Los Angeles, CA

Sen Gupta and Naqvi, (1984). Chemical Oceanography of the Indian Ocean, north of the equator. Deep Sea Res. v.31. Pp 671-706

Shankar, D., and S. R. Shetye. (1997). On the dynamics of the Lakshadweep high and low in the southeastern Arabian Sea, J. Geophys. Res.,102,12,551–12,562

Siddall, M., Smeed, D. S. Matthieson, E.J. Rohling. (2002). Modeling the seasonal cycle of the exchange flow in Bab El Mandab (Red Sea) Deep-Sea Research I, 49 (9) (2002), pp. 1551–1569

Smith, S.L., Codispoti, L.A., Morrison, J.M., Barber, R.T. (1998). The 1994–1996 Arabian Sea Expedition: an integrated, interdisciplinary investigation of the response of the northwestern Indian Ocean to monsoonal forcing. Deep-Sea Research 45, 1905–1915.

Smeed D .(1997). Seasonal variation of the flow in the strait of Bab al Mandab. Oceanologica Acta .Volume 20, Issue 6, 1997, Pages 773-781

Sofianos, S. S., and W. E. Johns. (2002). An Oceanic General Circulation Model (OGCM) investigation of the Red Sea circulation. 1: Exchange between the Red Sea and the Indian Ocean.J. Geophys. Res.,107,3196.

Sofianos, S.S., Johns, W.E., Murray, S.P. (2002). Heat and freshwater budgets in the Red Sea from direct observations at Bal el Mandeb. Deep-Sea Research 49, 1323–1340.

Spencer, M.W., C. Wu, and D.G. Long. (2000). Improved resolution backscatter measurements with the SeaWinds pencil-beam scatterometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 38(1): 89-104.

Sprintall, J., and M. Tomczak. (1992). Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics. J. Geophys. Res., 97, 7305–7316.

Sprintall, J., and D. Roemmich. (1999). Characterizing the structure of the surface layer in the Pacific Ocean. J. Geophys. Res., 10423 297–23 311.

Steele, J. H , Thorpe, S.A., et K., K. Turekian. 2009. Elements of physical oceanography. Encyclopedia of ocean sciences. 617 pages.

Stromme, T., (1984). The pelagic and demersal fish resources off northeast Somalia. Results of two surveys with R/V "Dr. Fridtjof Nansen" in 1984. Institute of Marine Research, Bergen, Norway. NORAD/UNDP/FAO GLO/82/001.

Steinacher, M., Joos, F., Frölicher, T. L., Bopp, L., Cadule, P., Cocco, V., Doney, S. C., Gehlen, M., Lindsay, K., Moore, J. K., Schneider, B., and Segschneider, J. (2010). Projected 21st century decrease in marine productivity: a multi-model analysis, Biogeo-sciences, 7, 979–1005.

Stirn, J., R. Edwards, J. Pichura, M. Savich, M. Ghaddaf, M. Fadel, F. Mutlag, O. A. G. Sobaif, A. Al-Sayed, A. Shaerand Z. Zubairi. (1985). Oceanographic conditions, pelagic productivity and living resources in the Gulf of Aden. 246-258.

IOC/UNESCO Workshop on Regional Co-operation in Marine Science in the Central Indian Ocean and Adjacent Seas and Gulfs, Colombo, Report No. 37, 225 pp.

Sultan S A R & Ahmed F. (1996). Heat budget of the gulf of Aden : surface, advective and upwelling heat fluxes. Oceanologica ACTA 20, 665-372.

Sumaila, U.R., Cheung, W.W.L., Lam, V.W.Y.,Pauly, D.,Herrick, S. (2012). Climate change impacts on the biophysics and economics of world fisheries. Nat. Clim. Change 1. 49-456.

Swallow. (1984). Some aspects of the physical oceanography of the Indian Ocean. Deep Sea Research, 31:639-650.

Tang, D.L., Kawamura, H., Lee, M.A. and Dien, T.V. 2003. Seasonal and spatial distribution of chlorophyll-a concentrations and water conditions in the Gulf of Tonkin, South China Sea. *Remote Sens. Environ., 85,* 475-483.

Telley, 1999: Some aspects of ocean heat transport by the shallow, intermediate and deep overturning circulations. Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales, Geophys.Monogr., Vol. 112, Amer. Geophys. Union, 1–22

Talley L.D., Pickard G.L., Emery W.J., Swift J.H. (2011). Descriptive Physical Oceanography: An Introduction (Sixth Edition), Elsevier, Boston, 560 pp.

Tierney,Jason E. Smerdon,Kevin J. Anchukaitis&RichardSeager. (2013). Multidecadal variability in East African hydroclimate controlled by the Indian Ocean.Nature 493, 389–392

Theophilus O. Odekunle* and A. O. Eludoyin. 2008. Sea surface temperature patterns in the Gulf of Guinea: their implications for the spatio-temporal variability of precipitation in West Africa. International Journal of climatologie.

Thompson, Rory O. R. Y. (1976). Climatological Numerical Models of the Surface Mixed Layer of the Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 496–503.

Tolmazin, D. (1985). Elements of dynamics oceanography. 181 p.

Tomczak, M. and Godfrey, J. S.: (2003). Regional Oceanography: an Introduction, available at: http://www.es.flinders.edu.au/~mattom/regoc/pdfversion.html

Trainer, V.L., B.M. Hickey, and R.A. Horner. 2002. Biological and physical dynamics of domoic acid production off the ashington coast. Limnology and Oceanography 47: 1438–1446.

Unesco, 1983: Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. Unesco technical papers in marine science 44, 53pp.

Uppala. (2005). *The ERA-40 re-analysis.* Q. J. R. Meteorol. Soc., 131, 2961-3012.

Van Couwelaar M Zooplankton and micronekton biomass off Somalia and in the southern Red Sea during the SW monsoon of 1992 and the NE monsoon of 1993. Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography 1997;44: 1213–1234

Vargas .(2002). Seasonal and wind-induced variability of Sea Surface Temperature patterns in the Gulf of Cadiz. Journal of Marine Systems 38 (2003) 205– 219.

Vautard, R. (1995). *Analysis of climate variability – applications of statistical techniques.*

Vautard, R., Yiou, P. & Ghil, M. (1992). Singular spectrum analysis: A toolkit for short, noisy chaotic signals. *Physica D*, 58, 95-126.

Vecchi, G.A., Xie, S.-P., Fischer, A.S. (2004). Ocean–atmosphere covariability in the western Arabian Sea. J. Climate 17, 1213–1224.

Von Storch, H. and Navara, A. (1995). Analyses of Climate Variability – applications of statistical Techniques. Springer.

Von Storch, H. &Zwiers, F. (1999). Statistical Analysis in Climate Research. Cambridge University Press, ISBN 0 521 45071 3, Cambridge, United Kingdom.

Yao, F. and Hoteit, I. (2015). Thermocline regulated seasonal evolution of surface chlorophyll in the Gulf of Aden. PLOS One

Yentsch C.S. (1990). Estimation of "new" production in the mid-north Atlantic. J. phytoplankton Res. **12,** 717-734

Yoder and V. Osychny. 2001. Global remotely sensed data supports nutrient enhancement by eddies and planetary waves. *Nature*. **409**: 597-600.

Yu, L., X. Jin, and R. A. Weller. (2006). Role of net surface heat flux in the seasonal evolution of sea surface temperature in the Atlantic Ocean. J. Climate. 19, 6153–6169.

Yue S, Pilon P, Cavadias G. (2002). Power of the Mann-Kendall and Spearman'S rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. J Hydrol 259:254–271

Zotov, L.V. (2012). Application of multichannel singular spectrum analysis to geophysical fields and astronomical images.Advances in Astronomy and Space Physics, 2, 82-84

Walther (2002).Ecological responses to recent climate change**.** *Nature.***416**, 389-395

Wang (1999). Effects of wind speed-evaporation-SST feedback on the El Nino-southern oscillations. Journal of atmosphérique sciences. 56(10), 1391-1403, 845-856.

Wu, A. and W.W. Hsieh. (2002). Nonlinear canonical correlation analysis of the tropical Pacific wind stress and sea surface temperature.Clim. Dynam. 19: 713-722.

ANNEXE A : Rappels sur les méthodes d'analyse statistiques utilisées

A.1 Analyse des séries temporelles

Si X est la variable et t le temps d'observation ; la série temporelle X(t) peut être représentée par une succession de valeurs espacées d'un pas de temps Δt ; N nombre d'observations (A.1).

$$X(t) = X(t_1), X(t_2),\ldots\ldots X(t_N), \quad 1 \leq t \leq N \qquad \textbf{(A.1)}$$

Dans le cas le plus simple, ces variations temporelles peuvent être représentées par la somme des équations des différences linéaires et d'une composante aléatoire (Ghil et *al.* 2002).

$$\mathbf{X(t+1) = \sum_{i=1}^{M} a_i X(t-M+i) + \varepsilon(t)} \qquad \textbf{(A.2)}$$

Cette équation établit la relation entre les fonctions et leurs dérivées. Dans la pratique, les fonctions représentent les quantités physiques et la dérivée leurs variations.

A.1.1 Approche temporelle

Dans l'approche temporelle, la résolution de l'équation (A.2) passe par le calcul des coefficients $\boldsymbol{a_i}$ qui déterminent la solution à l'instant *t*. La composante aléatoire $\boldsymbol{\varepsilon(t)}$ est supposée comme un bruit blanc gaussien, de moyenne nulle et d'une variance constante égale à 1.

♦ *Fonction d'autocorrélations*

L'autocorrélation représente l'influence d'une observation précédente sur l'observation présente. L'équation (A.2) est traitée comme un processus autorégressif d'ordre M, souvent noté AR(1). La série temporelle est croisée avec elle-même suivant les décalages k = 1, 2,……K. Pour un décalage k, l'autocorrélation r_k entre X_t et X_{t+k} est donnée par l'équation A.3 **:**

$$\mathbf{r_k = \frac{\sum_{t=1}^{N-k}(X_t - \overline{X})(X_{t+k} - \overline{X})}{\sum_{t=1}^{N-k}(X_t - \overline{X})^2}} \qquad \textbf{(A.3)}$$

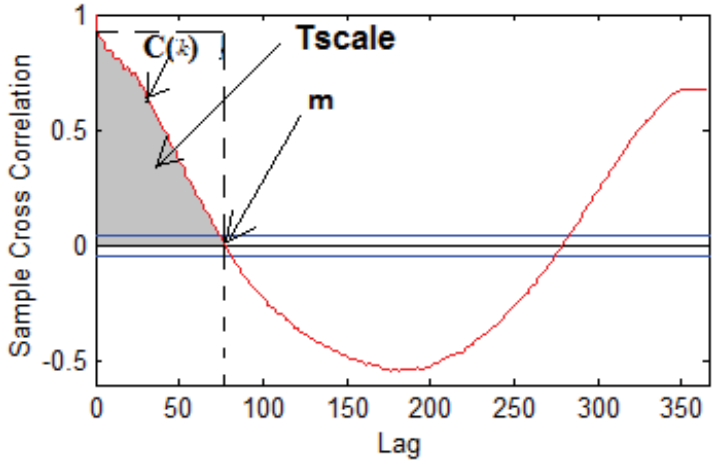
La fonction d'autocorrélation (C_k) est une fonction faisant correspondre au décalage *k* l'autocorrélation correspondante. L'analyse de la C_k permet de détecter la périodicité et l'échelle d'autocorrélation «la durée de la persistance (*mémoire*) du processus étudié. Il permet également de calculer le nombre effectif d'observations indépendantes *Neff* (Emery and Richard, 2014, p. 274).

$$\text{Tscale} = \frac{1}{C(0)} \sum_{k=0}^{m-1} \frac{1}{2} [\, c(k+1) + c(k)] \text{ (cas discret)} \qquad \textbf{(A.4)}$$

$$\text{Tscale} = \frac{1}{C(0)} \int_0^{\infty} c(k)\, d\,k \text{ (cas continu)} \qquad \textbf{(A.4)}'$$

Dans le cas discret, m = Nbre de décalages utilisé dans la somme ; $[c(k+1)+c(k)]$ est la moyenne de *C*(k) sur l'intervalle [k ; k+1]

Figure A.1 : Schéma illustrant l'estimation de l'échelle d'autocorrélation (Tscale) à partir de la fonction d'autocorrélaion



$$N_{eff} = \frac{N}{Tscale} \times \Delta t \qquad \textbf{(A.5)}$$

♦ *Fonction de corrélation croisée avec décalage*

La corrélation croisée permet d'estimer la relation ou le degré de similitude entre deux variables Y et X. Dans le cas des séries temporelles, cette relation varie avec le temps. On cherche les valeurs de X qui permettent de prévoir les valeurs Y. Cela se fait en croisant la première série temporelle (ici Y) par la deuxième série temporelle (X) décalée de k = 1, 2, ….K. L'ensemble de corrélation forme la fonction de corrélation croisée (FCC).

$$r_{YX}(k) = \frac{\sum_{t=k+1}^{n}(Y_t - \overline{Y})(X_{t+k} - \overline{X})}{\sqrt{\sum_{t=k+1}^{n}(Y_t - \overline{Y})^2 \sum_{t=k+1}^{n}(X_{t+k} - \overline{X})^2}} \qquad \textbf{(A.6)}$$

♦ *Les seuils de signification de FAC et de FCC*

Si le nombre d'observations est grand, les coefficients d'autocorrélation ou de corrélation croisée aux décalages k ont approximativement une distribution normale de moyenne nulle et de variance $\sigma^2 = 1$. Dans ces conditions, les seuils de signification sont donnés par :

$$r_\alpha = \pm \frac{2}{\sqrt{N}}$$

Hypothèse nulle H0 : les observations sont indépendantes ; cette hypothèse est rejetée avec le risque de $\alpha = 0.05$, lorsque les valeurs de coefficients d'autocorrélation ou de corrélation croisée, dépassent r_α. Dans le cas de la corrélation croisée, l'utilisation de Neff, plutôt que N, permet de réduire le biais dû à l'autocorrélation.

A.1.2 Approche fréquentielle

L'approche fréquentielle consiste à déterminer les composantes cycliques du signal, à en calculer les périodes, les amplitudes et les phases associées. Deux méthodes d'analyse spectrale sont utilisées dans cette étude. L'analyse spectrale singulière et l'analyse spectrale basée sur la transformée de Fourier rapide.

A.1.2.1 Analyse spectrale singulière (Singular Spectral Analysis : SSA)

Cette méthode permet de décomposer la série temporelle est trois composantes :

X(t) = Tendance(t) + Cycles(t) + Bruits(t) (A.6)

Elle comprend 4 étapes principales :

Etape 1 : Choix d'un retard de covariance M ("*Covariance-lag M*")

M doit être un multiple de la période principale (T) de la série initiale et ne doit pas dépasser la moitié du nombre total d'observation ($M<N/2$), théorie de SSA développée par Golyandina et *al.* (2001).

Etape 2 : Matrice trajectoire et matrice de covariance

Une fois, M est fixé, cette étape suivante consiste à transformer la série temporelle unidimensionnelle en une matrice bidimensionnelle (D). Cela se fait en découpant la série temporelle en sous-séries de longueur *M*. Les colonnes de la matrice D sont obtenue par les décalages successifs

(K = 1, 2,…(*N-M+1*). Ainsi, en considérant la série temporelle de l'équation (2.1) composée de *N* observations espacées d'un pas de temps (Δt = 1), la matrice D s'écrit :

Décalages K = 1, 2, …..*N-M*+1

$$D = \quad M \begin{bmatrix} x(1) & x(2) & x(N-M+1) \\ \vdots & \ddots & x(N-M+2) \\ x(M) & x(M+2) & x(N) \end{bmatrix}$$

La matrice d'auto-covariance : $\mathbf{C} = \frac{\mathbf{1}}{(\boldsymbol{N-M+1})}\,\mathbf{D}\times\mathbf{D}^{\boldsymbol{T}}$ **;** est de dimension : $M \times M$

<u>Etape 3 :</u> Décomposition et détermination de M vecteurs et valeurs propres de la matrice de covariance C

La détermination de *M* vecteurs et valeurs propres se fait par la décomposition SVD (décomposition en valeurs singulières Λi qui ont donné le nom à la méthode SSA). Les valeurs propres ($\lambda i = \sqrt{\Lambda i}$) obtenues sont représentées dans un diagramme par ordre décroissant. Elles donnent les proportions de la variance expliquée par les vecteurs propres respectifs (Ui) auxquelles elles sont associées. Une autre méthode (matrice Toeplitz) permet aussi d'obtenir la matrice d'auto-covariance **C** à partir de la série temporelle originale. Dans ce cas, la décomposition se fait par la diagonalisation de **C** (Ghil et *al*. 2002).

$$C = U \times L \times V^T \; ; \lambda_i = (\Lambda i)^{1/2} \qquad (A.7)$$

L'identification des différentes composantes de SSA se fait suivant la disposition des valeurs propres en fonctions de leurs rangs respectifs.

D'une manière générale, la théorie de SSA (Golyandiana, 2001) indique :

a) Deux valeurs singulières proches : signaux périodiques
b) Valeur singulière isolée : tendance
c) Les petites valeurs singulières rapprochées : bruit du signal

<u>Etape 4</u> : Projection de la série originale sur les vecteurs propres et reconstruction de la série initiale à partir des composantes principales filtrées des bruits.

Les composantes principales temporelles (TPCs : temporal principal components) sont obtenues par projection de chaque T-EOF sur la série temporelle originale X(t).

$$TPC_k\ (t) = \sum_{i=1}^{M} X(t+i-1) \times \mathrm{U}\ (i) \qquad \text{(A.8)}$$

La série temporelle initiale peut ensuite être reconstruite à partir de *n* composantes principales.

$$RC_k(t) = \frac{1}{M_t} \sum_{i=Lt}^{Ut} TPC_k(t+i-1) \times \mathrm{U}(i) \qquad \text{(A.9)}$$

Ces étapes sont décrites en détails dans (Golidyana, 2001 et 2013). Dans notre étude, le choix de M s'est basé sur les informations préalablement obtenues par l'analyse spectrale simple de la série temporelle initiale (Transformé de Fourier Rapide, fft, Matlab). La longueur de la fenêtre (M) est déterminée de telle sorte qu'elle soit le multiple de la plus grande période détectée dans la série temporelle et, inférieure à *N*/2. La décomposition en valeurs singulières est appliquée aux données dont nous avons préalablement enlevé la moyenne calculée sur toute la période d'étude. Les différentes 4 étapes décrites ont été réalisées à l'aide du logiciel SSA Caterpillar 3.4 (Golyandiana, 2011).

A.1.2.2 Analyse spectrale par la transformée de Fourier rapide (FFT)

Appliquée à une série temporelle, la transformée de Fourier rapide, permet de passer du domaine temporelle X(t) au domaine fréquentiel F(ω) et d'en extraire les composantes cycliques. Ainsi, le principe de base de cette méthode est qu'une série d'observations espacées d'un intervalle régulier (Δt), peut s'écrire en une somme des sinusoïdes (sinus et ou cosinus) comme le montre l'équation (A.10).

$$\mathrm{X(t)} = \frac{X_0}{2} + \sum_{n=1}^{T} [A_n \cos(n\omega_0 t) + B_n \sin(n\omega_0 t)] \qquad \textbf{(A.10)}$$

Avec $\omega_0 = \frac{2\pi}{T}$; fréquence principale ; A_n et B_n sont les coefficients de Fourier

Pour l'harmonique de rang *n, l'*amplitude $C_n = \sqrt{A_n{}^2 + B_n{}^2}$; et la phase $\tan(\varphi_n) = \frac{B_n}{A_n}$;

$A_n = \frac{2}{T} \sum_{t=1}^{T} X(t) \cos(n\omega_0\, t)$; $B_n = \frac{2}{T} \sum_{t=1}^{T} X(t) \sin(n\omega_0\, t)$; $(\varphi_n) = \mathrm{Arctan}(\frac{B_n}{A_n})$

A.1.2.3 Analyse de la tendance long terme

Le test de Mann-Kendall sert à déterminer si une tendance est identifiable dans une série temporelle qui comprend éventuellement une composante saisonnière. Le test est basé sur les signes des

différences entre les valeurs voisines d'une série temporelle. Autrement dit, pour une valeur x*i* de la série X(t) de longueur *N*, n*i* sont les valeurs qui précèdent x*i* (*i* > *j*) ; et pour lesquelles x*i* > x*j*. La statistique *t* qui mesure la tendance correspond aux cumuls de ces valeurs.

$t = \sum_{n}^{i} ni$ **(A.11)**

Sous l'hypothèse nulle (H∅ : absence de la tendance) et pour *N* > 40 ; la variable *t* suit la loi normale avec une moyenne E(*t*) = $\frac{n(n-1)}{4}$ et une variance Var(*t*) = $\frac{n(n-1)(2n+5)}{72}$ (Kendall et Gibbons, 1990). La statistique réduite (Z) du test est donnée par l'écart entre *t* et la moyenne E(t) ; Z(t) = $\frac{(t-E(t))}{Var(t)}$; Z est comparée la probabilité d'obtenir au hasard une valeur supérieure à 1.96 ($z_{\alpha=0.05}$: statistique de la loi normale). L'hypothèse nulle est rejetée si Z est au moins égale ou supérieure à la valeur critique de 1.96 avec un risque d'erreur de 5%. Le test permet de détecter la tendance et de savoir si elle est significative (Z> $z_{\alpha=0.05}$). La tendance est ensuite quantifiée à l'aide de la pente de Sen (Gilbert, 1987) dont le signe indique une tendance croissante ou décroissante.

A.I.2.4 La fonction empirique orthogonale (EOF).

La fonction empirique orthogonale permet de faire à la fois une analyse spatiale et temporelle et de réduire les données initiales en quelques modes de variabilités qui expliquent le maximum de la variance totale.

Ces données se présentent en une suite chronologique des cartes. L'ensemble de cartes constitue un signal discrétisé Z (t,x) ou encore Z_i^j ; la valeur du paramètre observé est connu aux points X_j et aux temps t_i. Les différentes étapes de calcul appliquées ici sont :

1) Soustraction de la moyenne temporelle à chaque point de grille

   $Z'(t,x) = Z(t,x) - \frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N} Z(t,x)$ **(A.12)**

2) Décomposition de la matrice de covariance en une combinaison de vecteurs propres

   $Z'(t,x) = \sum_{t=1}^{N} a_n(t)\, F_n(x)$ **(A.13)**

   Le coefficient temporel $a_n(t)$ est obtenu par projection de données initiales sur les vecteurs propres : $a_n(t) = \sum_{x=1}^{M} Z'(x,t) \times F_n(x)$;

3) Les EOF(x) sont obtenus par régression des données initiales sur les coefficients temporels normalisés

   $EOF(x) = \frac{a_n(t)}{[\sigma(a_n(t)) \times (N-1))]} \times Z'(x,t)$

ANNEXE B : Campagnes de Juillet-aout 2013, septembre 2013 et février 2014

Annexe B.1. Calendrier des campagnes en mer et conditions météorologiques

Dates	Stations	Coordonnées	Heures	Conditions météorologiques		
				Vent	T° air (°C)	Mer
Juillet						
27/07/03	E01	11°38'N, 43°10'N	10H38	SW,	44°	houle, mer agitée
29/07/03	W01, C01	11°38'N, 42°50'N 11°38'N, 43°00'N	9H20	SW,	42°	houle, mer agitée
30/07/03	C02	11°42'N, 43°00'E	9H00	SW,	39°	houle, mer agitée
31/07/03	E02	11°44'N, 43°10'E	16H52	SW,	44°	houle, mer agitée
Aout						
05/08/03	E03	11°46'N, 43°10'E				
	E04	11°48'N, 43°10'E				
10/08/03	C03	11°48,820'N, 43°00,7E				
Septembre						
15/09/03	E01		9H00-9H22	NE,	37°C	Mer calme
	E02		9H51-10H30	NE	37°C	Mer calme
	E03		10H50-11H30			
	E04		12H40-13H00	NE	37°C	Mer calme
	C03		13H30-14H00	NE (4-6 m/s)	37°C	Mer calme
	C02		14H30-15H00	NE (4-6 m/s)		Mer calme
				NE (4-6 m/s)		Mer calme
16/09/03	W01		10H39	NE (4-6 m/s)		Mer calme
	C01		12H20	NE (4-6 m/s)		Mer calme
Février	E01		9H00-9H22	NE,	37°C	Mer calme
	E02		9H51-10H30	NE	37°C	Mer calme
	E03		10H50-11H30			
	E04		12H40-13H00	NE	37°C	Mer calme
	C03		13H30-14H00	NE (4-6 m/s)	37°C	Mer calme
	C02		14H30-15H00	NE (4-6 m/s)		Mer calme
				NE (4-6 m/s)		Mer calme
	W01		10H39	NE (4-6 m/s)		Mer calme
	C01		12H20	NE (4-6 m/s)		Mer calme

Annexe B.2. Résultats de trois méthodes de détermination de la profondeur de la couche homogène en température (H_T). Le tableau présente les valeurs calculées sur l'ensemble des profils réalisés lors de la campagne de juillet-aout 2013.

Tableau 1 : Epaisseur de la couche isotherme ($\boldsymbol{H_T}$) et des limites supérieure et inférieures de la thermocline ainsi que la profondeur du maximum du gradient, estimées à chaque station, à l'aide de données de 2 à trois profils

Stations/Pr	$\boldsymbol{H_T}$			THERMOCLINE		
	MDS	MAM	MGR	Zsup	Zrmax	Zinf
E01_PR1	8,3	7,84	8,3			
E01_PR2	4,2	4,19	8,3			
E01_PR3	4,5	4,38	7,4			
E02_PR1	29,9	27,91	29,9	30.94	31,85	45,14
E02_PR2	29,3	31,4	29,3	29,35	31.73	43.35
E03_PR1	21.3	20.3	19.4	20.3	34.8	38.11
E03_PR2	11.4	10.95	11.4	23.61	33.88	42.9
E04_PR1	21.8	30.8	21.8	22.79	34.22	46.15
E04_PR2	20.3	18.8	19.3	19.87	30.98	42.61
C01_PR1	14.5	13.85	7.5	13.85	14.57	40.10
C01_PR2	6.18	6.22	6.6	22.45	36.61	37.3
C02_PR2	26.4	21.87	24.8	25.36	41.67	43.56
C02_PR3	28.5	26.83	28.5	29.26	38.78	47.79
C02_PR4	22.5	26.56	22.5	22.55	51.65	52.34
C03_PR1	18.8	16.1	18.8	20.7	41.2	45.17
C03_PR2	27.7	17.19	12.8	15.05	34.92	40.96
W01_PR1	9.1	8.57	3.9	29.39	30.73	35.77
W01_PR2	17.3	18.94	19.4	27.08	33.32	34.64

Etude de l'habitat épipélagique du Golfe de Tadjourah (Djibouti) : Structures de variabilité et processus qui les gouvernent.

Résumé

L'objectif de cette thèse est d'étudier les caractéristiques physiques et biogéochimiques de la de l'habitat épipélagique (0-200 m), ses variabilités spatio-temporelles et les processus qui les gouvernent dans le Golfe de Tadjourah (Djibouti). L'analyse spectrale singulière (SSA) et la fonction empirique orthogonale (EOF) sont appliquées à deux jeux des données satellitales dérivées du radiomètre AVHRR_MetopA et des capteurs de la couleur de l'océan (Modis et Meris). Cette analyse statistique montre que les variabilités de la température de la surface de la mer (SST) et de la concentration de la chlorophylle *a* (CHLa) sont essentiellement expliquées par les cycles annuels et semi-annuels. Le cycle annuel de la SST montre l'alternance des eaux chaudes d'avril à octobre et des eaux froides de novembre à mars. Le cycle semi-annuel indique une légère baisse de la SST entre juillet et aout, particulièrement à l'ouest du golfe. Pour la CHLa, la variabilité est entièrement représentée par le cycle annuel. Celui-ci indique l'enrichissement des eaux du large avec un fort gradient côte-large de juillet à novembre et une tendance inverse de décembre à juin. En outre, l'analyse spectrale singulière multi-canal (M-SSA) et la fonction de corrélation croisée avec fenêtre de 120 jours, appliquées à l'ensemble des paramètres océanique (SST et CHLa) et atmosphériques (Vent, Température et humidité spécifique de l'air) révèlent que le cycle annuel de la SST est relié aux flux de chaleur à l'interface air-mer. En revanche, le refroidissement des eaux durant juillet-aout associé au pic de la CHLa, a été attribué au phénomène d'upwelling. Dans la seconde partie, afin d'élucider l'influence océanique sur la SST et la CHLa, les structures thermohalines and biogéochemiques de la couche supérieure (0-200 m) sont étudiées à l'aide des données collectées durant juillet-aout 2013, septembre 2013 et Février 2014. Les résultats montrent qu'en juillet-aout, la couche superficielle se composait d'une couche de mélange (CM) s'étendant sur environ 20-30 m de profondeur, suivie d'une thermocline localisée entre 30 and 50 m. La CM était réduite à l'ouest et au sud-est du golfe où le gradient thermique et la CHLa étaient plus élevées proche de la surface. En septembre, cette stratification persistait mais la CM était plus chaude et salée. En Février, la CM s'étendait sur environ 120 m de profondeur et la thermocline était moins prononcée. La comparaison des courants mesurés avec les courants de dérive d'ekman et les courants géostrophiques ont révélé que les structures thermohalines et biogéochimiques sont influencées par les vents de moussons du Sud-Ouest (MSO) et du Nord-Est (MNE). Les MSO qui soufflent de juin à aout, déplacent les eaux de surface du Golfe de Tadjourah vers le Golfe d'Aden et induit la remontée des eaux profondes à l'ouest et l'intrusion par le nord-est des eaux salée de la thermocline. Celle-ci se rapproche de la surface particulièrement à l'ouest où elle se mélange avec les eaux de surface. En revanche, les vents de moussons du nord-est (MNE) prédominants de novembre à mai, emmènent les eaux froides vers le Golfe de Tadjourah. Le mélange convective profond épaissit la CM. Cette thèse montre que les vents de moussons et leur renverse saisonnière jouent un rôle crucial dans la stratification de la colonne d'eau et que la topographie du bassin influence et module leurs effets. Durant l'été, la forme en cuvette du bassin et la pente continentale plus allongée à l'ouest favorise l'upwelling à l'ouest du golfe où les anomalies de la SST et de fortes concentrations de la CHLa ont été observées.

Mots clés : température de la surface de la mer, concentration de la chlorophylle *a*, cycle annuel, cycle semi-annuel, flux de chaleur, couche de mélange, thermocline, moussons de l'océan Indien.

Study of the epipelagic habitat of the Gulf of Tadjourah (Djibouti): Structures of variability and processes that govern them.

Abstract

The objective of this thesis is to study the physical and biogeochemical characteristics of the pelagic habitat (0-200m), its spatio-temporal variability and the processes that govern them in the Gulf of Tadjourah (Djibouti). Singular spectrum analysis (SSA) and empirical orthogonal function (EOF) were applied to two data sets derived from AVHRR_MetopA radiometry and sea colour sensors (Modis and Meris). These statistical analysis shows that the variability of sea surface temperature (SST) and chlorophyll *a* concentration (CHL*a*) are mainly explained by annual and semi-annual cycles. The annual cycle of SST consists of an alternation between warmer (April to October) and cooler (November to March) surface water. The semi-annual cycle shows a slight drop of SST between July and August, particularly in the west of the gulf. For the CHLa, the variability is fully dominated by the annual cycle indicating summer enrichment of seashore water (July-November) with a strong seaward gradient which is reversed from October to May. Multichannel spectrum analysis (M-SSA) and cross correlation function analysis applied to the oceanic (SST, CHL-a) and atmospheric parameters (wind speed, air temperature and humidity) showed that the annual cycle of SST is connected to heat flux at the air-sea interface, while the summer drop of SST and its associated CHL-a increase were attributed to upwelling. In the second part, in order to elucidate this oceanic influence on SST and CHL-a, the vertical thermohaline and biogeochemical structures of the upper layer (0-200 m) were studied using high-resolution hydrographic data collected in July-August 2013, September 2013 and February 2014. During summer, the superficial layer consisted of the mixed layer (ML) extending to a depth of about 20-30 m, followed by the thermocline located between 30 and 50 m depth. The ML was thicker in the west and the southeast where the thermal gradient and chlorophyll *a* concentrations were particularly high. During September, this stratification persisted but the ML became warmer and saltier and the thermocline moved slightly deeper. In February, the ML extended to about 120 m, and the thermocline was less pronounced. A comparison of the directly measured currents to the wind induced Ekman currents and to geostrophic current profiles revealed that the thermohaline and the biogeochemical features were related to the southeast and northeast monsoon winds (SWM & NEM). Between June and August, the SWM drives surface water from the Gulf of Tadjourah to the Gulf of Aden and thus induces the westward intrusion of high salinity thermocline water from the Gulf of Aden. This near surface flow mixes surface waters in the extreme west of the Gulf of Tadjourah. In contrast, the NEM which blow from September to May, bring cold water toward the Gulf of Tadjourah and thickens the ML through convective mixing. Our thesis shows that the monsoon winds and their seasonal reversal play a crucial role in the stratification of the water column, but that their effects are additionally influenced by basin topography. During summer the bowl-shape of the basin and its elongated slope in the west enhance the upwelling in this area where negative sea surface temperature anomalies and high chlorophyll *a* concentrations were observed.

Keywords : Sea surface temperature, chlorophyll-a concentration, annual cycle, semi-annual cycle, heat flux, mixing layer, thermocline, Indian Ocean monsoons.