



**HAL**  
open science

**DISTRIBUTION DE NITRATES DANS LA COUCHE  
DE SURFACE OCEANIQUE EN RELATION AVEC  
LA VARIABILITE SPATIALE ET SAISONNIERE DE  
LA PROFONDEUR DE LA COUCHE DE MELANGE  
EN ATLANTIQUE EQUATORIAL EST A 10 °W**

Kanga Désiré Kouame

► **To cite this version:**

Kanga Désiré Kouame. DISTRIBUTION DE NITRATES DANS LA COUCHE DE SURFACE OCEANIQUE EN RELATION AVEC LA VARIABILITE SPATIALE ET SAISONNIERE DE LA PROFONDEUR DE LA COUCHE DE MELANGE EN ATLANTIQUE EQUATORIAL EST A 10 °W. Chimie. Université Félix Houphouët Boigny (Abidjan, Côte d'Ivoire), 2022. Français. NNT: . . tel-03963067

**HAL Id: tel-03963067**

**<https://hal.science/tel-03963067>**

Submitted on 30 Jan 2023

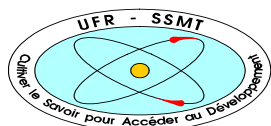
**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

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.

Copyright



UNITE DE FORMATION ET DE  
RECHERCHE  
SCIENCES DES STRUCTURES DE LA  
MATIERE ET DE TECHNOLOGIE



N° d'ordre : 2622/2022

Année 2021-2022

# THESE

*Pour obtenir le grade de*

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE FELIX HOUPHOUËT-BOIGNY**

**Mention : CHIMIE**

**Spécialité : Chimie-Physique**

*Présentée par*

***KOUAME Kanga Désiré***

**DISTRIBUTION DE NITRATES DANS LA COUCHE DE SURFACE OCEANIQUE EN  
RELATION AVEC LA VARIABILITE SPATIALE ET SAISONNIERE DE LA  
PROFONDEUR DE LA COUCHE DE MELANGE EN ATLANTIQUE EQUATORIAL  
EST A 10 °W**

*Soutenue le 12 novembre 2022*

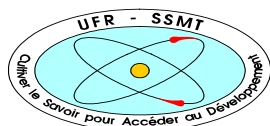
*Devant le jury composé de :*

	<i>Noms et Prénoms</i>	<i>Grades</i>	<i>Structures</i>
<b>Président du Jury</b>	: MONNEHAN Georges Alain,	Professeur Titulaire,	UFHB-Abidjan
<b>Directeur de Thèse</b>	: TROKOUREY Albert,	Professeur Titulaire,	UFHB-Abidjan
<b>Co-Directeur de Thèse</b>	: KOUASSI Aka Marcel,	Directeur de Recherches,	CRO-Abidjan
<b>Rapporteur</b>	: ZAHIRI Eric Pascal,	Maîtres de Conférences,	UFHB-Abidjan
<b>Rapporteur</b>	: SARAKA K. Joseph,	Maître de Conférences,	INPHB-Yamoussoukro
<b>Examineur</b>	: MOBIO Abaka Brice Hervé,	Maître de Conférences,	UFHB-Abidjan





UNITE DE FORMATION ET DE  
RECHERCHE  
SCIENCES DES STRUCTURES DE LA  
MATIERE ET DE TECHNOLOGIE



N° d'ordre : 2622 /2022

Année 2021-2022

# THESE

*Pour obtenir le grade de*

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE FELIX HOUPHOUËT-BOIGNY**

**Mention : CHIMIE**

**Spécialité : Chimie-Physique**

*Présentée par*

***KOUAME Kanga Désiré***

**DISTRIBUTION DE NITRATES DANS LA COUCHE DE SURFACE OCEANIQUE EN  
RELATION AVEC LA VARIABILITE SPATIALE ET SAISONNIERE DE LA  
PROFONDEUR DE LA COUCHE DE MELANGE EN ATLANTIQUE EQUATORIAL  
EST A 10 °W**

*Soutenue le 12 novembre 2022*

*Devant le jury composé de :*

	<i>Noms et Prénoms</i>	<i>Grades</i>	<i>Structures</i>
<b>Président du Jury</b>	: MONNEHAN Georges Alain,	Professeur Titulaire,	UFHB-Abidjan
<b>Directeur de Thèse</b>	: TROKOUREY Albert,	Professeur Titulaire,	UFHB-Abidjan
<b>Co-Directeur de Thèse</b>	: KOUASSI Aka Marcel,	Directeur de Recherches,	CRO-Abidjan
<b>Rapporteur</b>	: ZAHIRI Eric Pascal,	Maîtres de Conférences,	UFHB-Abidjan
<b>Rapporteur</b>	: SARAKA K. Joseph,	Maître de Conférences,	INPHB-Yamoussoukro
<b>Examineur</b>	: MOBIO Abaka Brice Hervé,	Maître de Conférences,	UFHB-Abidjan

## DEDICACES

Je dédie cette thèse

*à la grande famille Anokou Tchimou*

*aux familles Akou ya et Konandri*

*à mes deux enfants Kanga Hyann et Kanga Moayé Axelle*

*à ma grande sœur Mme Yao née Mbra Frosine et à son époux Yao kouakou*

*à mes grandes cousines Konadri Rose et Professeur Konandri Virginie*

*à mes oncles Kouakou N'goran et Konandri Joachim et madame, Konandri Toussaint et madame*

*à mes tantes Konandri Yvonne et Amélie, Kouakou Adjoua, Kouakou Kla*

*à mes frères et sœurs Blandin, Sabine, Akissi, Albert, Léa, Ella, Kouakou et Affoué.*

## **REMERCIEMENTS**

Après ces quelques années de recherche, voici venu le moment de remercier les personnes qui m'ont accompagné pendant ce projet.

Je remercie d'abord les projets PREFACE et AWA qui ont soutenu financièrement la réalisation de cette thèse.

Au Professeur TROKOUREY Albert, ce travail n'aurait pu aboutir sans la grande confiance que vous m'avez accordée depuis l'encadrement de mon stage de DEA jusqu'à la thèse. Merci Professeur pour votre soutien, votre dynamisme, votre optimisme, vos encouragements, votre rigueur, votre curiosité scientifique et surtout pour votre pleine disponibilité. En outre, votre promptitude dans la course finale de la rédaction qui me permet aujourd'hui d'attaquer sereinement l'avenir de jeune scientifique. Vous vous êtes entièrement disposé à suivre mes travaux dans le laboratoire de Chimie Physique (aujourd'hui, intégré au Laboratoire de Constitution et Réaction de la Matière) que vous avez dirigé de main de maître avec une dextérité sans failles. Merci infiniment Professeur de m'avoir inspiré pour entamer une carrière dans la recherche car vous êtes et demeurez un modèle pour moi.

Je voudrais exprimer ma gratitude au Directeur de Recherches KOUASSI Aka Marcel, ex Sous-directeur des recherches du Centre de Recherches Océanologiques (CRO) d'Abidjan, co-Directeur de cette thèse. Je voudrais vous remercier pour avoir permis que ce sujet prenne vie et qu'il soit financé. Vous avez rendu le contexte de travail agréable pour l'amoureux des océans que je suis devenu. Vos encouragements à participer aux campagnes et ateliers à bord du navire de recherche norvégien Dr. Fridtjof Nansen, dans des équipes multidisciplinaires m'ont permis d'acquérir une grande expérience dans l'océanographie. Je n'oublie pas les afterworks avec vos amis de Bolloré auxquels j'ai toujours été associé dans une ambiance de gaité conviviale. J'y ai découvert une autre dimension du grand chercheur que vous êtes. Merci à tous les membres de ce groupe si aimable en l'occurrence à Messieurs Demel, Tchirefo et Koffi.

Je suis sensible à l'honneur que me font Docteur ZAHIRI Eric Pascal, Maître de Conférences de l'Université Félix Houphouët Boigny (UFHB) d'Abidjan et Docteur SARAKA K. Joseph Maître de Conférences de l'Institut National Polytechnique Félix Houphouët Boigny (INP-HB) de Yamoussoukro, d'être les rapporteurs de ce travail. Je vous remercie infiniment. J'apprécie les conseils constructifs et enrichissants que vous m'avez fournis et qui ont permis d'améliorer le contenu de ce manuscrit.

Mes remerciements vont également au Professeur MONNEHAN Georges Alain, Directeur Général de l'Autorité de Radioprotection, de Sûreté et Sécurité Nucléaires (ARSN) et Responsable de l'Equipe de Physique Nucléaire et Radioprotection (EPNR) de l'Université Félix Houphouët Boigny de Cocody, d'avoir accepté de présider ce jury malgré ses nombreuses occupations administratives et d'encadrements.

Je voudrais aussi exprimer ma gratitude à Docteur MOBIO Abaka Brice Hervé, Maître de Conférences, Directeur du Laboratoire de Télédétection et SIG (LaTSIG) au Centre Universitaire de Recherche et d'Application en Télédétection (CURAT) à l'Unité de Formation et de Recherche (UFR) des Sciences de la Terre et des Ressources Minières (STRM) de l'Université Félix Houphouët-Boigny (UFHB) d'Abidjan, examinateur de cette thèse.

Je tiens vivement à remercier également Docteur BAMBA Siaka Barthélémy, Directeur du CRO, qui a permis d'abord que mon stage de DEA se déroule dans ledit centre. Ensuite, qui a œuvré pour mon intégration au CRO en tant qu'assistant de recherche suite à ma demande de mise à disposition, enfin pour avoir accepté que j'y réalise les travaux de ma thèse. Merci Docteur pour votre grand cœur rempli de générosité incommensurable.

Je souhaite également remercier chaleureusement tous nos différents chefs de département, en particulier, le chef de département environnement qui essaie tant bien que mal de redynamiser ce secteur depuis son arrivée à la tête de ce département. Je n'oublie pas de dire également merci à tous les sympathiques chercheurs du CRO, en particulier, Docteur KONE Vamara.

Je fais également un clin d'œil à nos collaborateurs au sein du projet PREFACE à savoir BOURLES Bernard, BREHMER Patrice et OSTROWSKI Marek pour m'avoir intégré dans les campagnes Nansen.

Merci aussi à tout le personnel administratif, les techniciens et ingénieurs sans oublier le personnel d'entretien qui assurent au quotidien la propreté de notre cadre de travail.

Je ne saurais terminer cette phase de remerciement sans porter une attention particulière à Docteur N'GUESSAN Kouadio Benjamin dit 'Ben' pour les intimes que j'ai rencontré lors des cours de master. Merci pour tout ce travail abattu ensemble sans oublier les nuits blanches vécues lors du dépouillement et du traitement des données pour la réalisation de ce travail de recherche.

## RESUME

La variabilité latitudinale et saisonnière de la profondeur de la couche de mélange (MLD) a été étudiée à l'aide des données hydrologiques de plusieurs bases de données océanographiques recueillies sur la période d'octobre 1973 à mars 2017 à 10 °W entre les latitudes 2 °N et 10 °S dans le Golfe de Guinée. La méthode du seuil de densité avec un critère de  $0,03 \text{ kg m}^{-3}$  a été utilisée pour estimer la MLD. Dans la bande équatoriale, la MLD moyenne saisonnière est de 20 m quelle que soit la saison. A 6 °S et 10 °S, la MLD est relativement plus élevée pendant la saison froide. La MLD varie entre 21 et 40 m à 6 °S, et les moyennes saisonnières de MLD sont respectivement de 28 et 32 m pendant les saisons chaude et froide. A 10 °S, pendant la saison chaude, la MLD varie entre 28 et 52 m, et la moyenne saisonnière est de 40 m. Pendant la saison froide, la MLD varie entre 45 et 55 m avec une moyenne saisonnière de 50 m. La combinaison des données historiques et récentes des profils CTD de température, de salinité et de nitrate collectées pendant plus de trois décennies de 1973 à 2007 dans l'Océan Atlantique tropical a été utilisée pour étudier l'approvisionnement saisonnier de surface en nitrate en fonction de la nitracline et de la profondeur de la MLD dans l'Atlantique tropical à 10 °W entre 2 °N et 10 °S. Les résultats révèlent que dans la zone équatoriale malgré des MLD relativement faibles en saison froide, une couche de mélange peu profonde ( $10 > \text{MLD} > 30 \text{ m}$ ) a été observée entre l'équateur et 2 °S avec des teneurs moyennes élevées de  $2,06 \text{ mmol m}^{-3}$  de nitrate. Contrairement à la zone 0-2 °S, au nord de l'équateur (0-2 °N) pendant que les MLD deviennent moins profondes, les concentrations de nitrate diminuent et tendent vers des teneurs nulles à 2 °N dans la couche de mélange (ML). Pendant la saison chaude, un apport de nitrates associé à une ML profonde est observé dans la zone équatoriale. Parallèlement à cette disponibilité de nitrate dans la couche de surface de la mer, une nitracline élevée est signalée à la fois dans la ML et en dessous de la ML. Pendant ce temps, les concentrations de nitrate sont très élevées avec un maximum de  $7,8 \text{ mmol m}^{-3}$  dans la ML à 1 °N et 1 °S autour de 8 m de profondeur. Dans les zones au sud de l'équateur (5-10 °S) malgré l'approfondissement observé de la ML, de faibles concentrations de nitrate sont observées avec une nitracline qui n'atteint pas la ML. Cependant, à 6 °S, une augmentation de la teneur en nitrates de  $0,67 \text{ mmol m}^{-3}$  suivie d'une forte augmentation de  $5,41 \text{ mmol m}^{-3}$  à 8 °S aux environs de 42 m de profondeur est observée.

**Mots clés:** Atlantique tropical; Densité; Golfe de Guinée; Nitracline; Profondeur de la couche de mélange; Concentration en nitrate



## ABSTRACT

Latitudinal and seasonal variability of the mixed layer depth (MLD) was investigated using hydrological data from several oceanographic databases collected over the period from October 1973 to March 2017 at 10 °W between latitudes 2 °N and 10 °S in the Gulf of Guinea. The density threshold method with a criterion of 0.03 kg m<sup>-3</sup> was used to estimate the MLD. In the equatorial band, the seasonal mean MLD is 20 m regardless of the season. At 6 °S and 10 °S, the MLD is relatively higher during the cold season. The MLD varies between 21 and 40 m at 6 °S, and the seasonal mean of MLD are 28 and 32 m during the warm and cold seasons, respectively. At 10 °S, during the warm season, the MLD varies between 28 and 52 m, and the seasonal mean is 40 m. During the cold season, the MLD varies between 45 and 55 m with a seasonal mean of 50 m. The combination of historical and recent CTD profile data of temperature, salinity and nitrate collected over three decades from 1973 to 2007 in the tropical Atlantic Ocean was used to study the seasonal surface nitrate supply as a function of nitracline and MLD depth in the tropical Atlantic at 10 °W between 2 °N and 10 °S. The results reveal that in the equatorial zone despite relatively low MLDs in the cold season, a shallow mixed layer (10 > MLD > 30 m) was observed between the equator and 2 °S with mean contents of 2.06 mmol m<sup>-3</sup> of elevated nitrate. In contrast to the 0-2 °S zone, north of the equator (0-2 °N) while the MLDs become shallower, nitrate concentrations decrease and tend towards zero levels at 2 °N in the mixed layer (ML). During the warm season, an influx of nitrate associated with a deep ML is observed in the equatorial zone. Along with this nitrate availability in the sea surface layer, elevated nitracline is reported both in the ML and below the ML. Meanwhile, nitrate concentrations are very high with a maximum of 7.8 mmol m<sup>-3</sup> in the ML at 1°N and 1°S around 8 m depth. In areas south of the equator (5-10 °S) despite the observed deepening of the ML, low nitrate concentrations are observed with nitracline not reaching the ML. However, at 6 °S there is an increase in nitrate content of 0.67 mmol m<sup>-3</sup> followed by a sharp increase of 5.41 mmol m<sup>-3</sup> at 8 °S at about 42 m depth.

**Keywords:** Tropical Atlantic; Density; Gulf of Guinea; Nitracline; Mixed layer depth; Nitrate concentration

## LISTE DES ABREVIATIONS ET SIGLES

<b>AC</b>	: Angola Current
<b>ACT</b>	: Atlantique Cold Tongue
<b>AD</b>	: Angola Dome
<b>ADN</b>	: Acide Désoxyribonucléique
<b>AEE</b>	: Atlantique Equatorial Est
<b>AMMA</b>	: Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
<b>ARN</b>	: Acide Ribonucléique
<b>ATLAS</b>	: Autonomous Temperature Line Acquisition System
<b>ATP</b>	: Adénosine Triphosphate
<b>AWA</b>	: Approche écosystémique de la gestion des pêches et de l'environnement marin dans les eaux d'Afrique de l'Ouest
<b>BL</b>	: Barrier Layer
<b>CAP</b>	: Capricorne
<b>CCSE</b>	: Contre-Courant Sud-Equatorial
<b>CIPREA</b>	: Circulation et Production à l'équateur dans l'Atlantique
<b>CITHER</b>	: Circulation THERmohaline
<b>CLIVAR</b>	: CLImate VARIability and predictability
<b>CRO</b>	: Centre de Recherches Océanologiques
<b>cSEC</b>	: Central branch of the South Equatorial Current
<b>CTD</b>	: Conductivity Temperature Depth
<b>D20</b>	: Depth of the 20 °C isotherm
<b>Dens</b>	: Densité en kg m <sup>-3</sup>
<b>DOX1</b>	: Concentration d'oxygène dissous en ml L <sup>-1</sup>
<b>DOX2</b>	: Concentration d'oxygène dissous en µmol kg <sup>-1</sup>
<b>EGEE</b>	: Etude de la circulation océanique et du climat dans le Golfe de Guinée
<b>E-P-R</b>	: Flux net d'eau douce (Evaporation – Précipitations – apports fluviaux)
<b>EQUALANT</b>	: EQUatorial AtLANTique
<b>ERS</b>	: European Remote-sensing Satellite
<b>eSEC</b>	: Equatorial branch of the South Equatorial Current
<b>EUC</b>	: Equatorial UnderCurrent
<b>FAO</b>	: Fonds des Nations Unies pour l'Alimentation
<b>FDD</b>	: Fixed Density Difference
<b>FOCAL</b>	: Français Océan et Climat dans l'Atlantique EquatoriaL
<b>FTD</b>	: Fixed Temperature Difference
<b>GATE II</b>	: Garp Atlantic Tropical Experiment Phase II
<b>GC</b>	: Guinea Current
<b>GCUC</b>	: Gabon Congo UnderCurrent
<b>GG</b>	: Golfe de Guinée
<b>GIN</b>	: Groenland, Islande and Norvège
<b>GOTM</b>	: General Oceanic Turbulence Model
<b>GUC</b>	: Guinea UnderCurrent
<b>HT</b>	: Holte et Talley
<b>HT Dens Algo</b>	: MLD Basée sur l'Algorithme de Holte et Talley pour le profil de densité

<b>HT Dens Grad</b>	: MLD basée sur le gradient de densité
<b>HT Dens Seuil</b>	: MLD basée sur le seuil de densité
<b>HT Temp Algo</b>	: MLD Basée sur l'Algorithme de Holte et Talley pour le profil de température
<b>HT Temp Grad</b>	: MLD basée sur le gradient de température
<b>HT Temp Seuil</b>	: MLD basée sur le seuil de température
<b>IFREMER</b>	: Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer
<b>ILD</b>	: Isothermal Layer Depth
<b>ind</b>	: Individuel
<b>LEF</b>	: Langue d'Eau Froide
<b>MAE</b>	: Mean Absolute Error
<b>MAPD</b>	: Mean Absolute Percentage Error
<b>ML</b>	: Mixed Layer
<b>MLD</b>	: Mixed Layer Depth
<b>Moy</b>	: Profil moyen mensuel
<b>NBC</b>	: North Brazil Current
<b>NCEP</b>	: National Center for Environmental Prediction
<b>NECC</b>	: North Equatorial CounterCurrent
<b>NEUC</b>	: North Equatorial UnderCurrent
<b>NOAA</b>	: National Oceanographic and Atmospheric Administration
<b>NRMSE</b>	: Normalized Root Mean Squarre Error
<b>nSEC</b>	: Northern branch of the South Equatorial Current
<b>PICOLO</b>	: Production Induite par les Courants et les Ondes Longues Océaniques
<b>PIRATA</b>	: Pilot Research morred Array in the Tropical Atlantic
<b>PIRATA-FR</b>	: Pilot Research morred Array in the Tropical Atlantic -French
<b>PMEL</b>	: Pacific Marine and Environmental Laboratory
<b>PREFACE</b>	: Prediction and Research moored Array in the Tropical Atlantic
<b>PSS</b>	: Pratical Salinity Scale
<b>PSU</b>	: Pratical Salinity Unit
<b>RLS</b>	: Régression Linéaire Simple
<b>RMSD / RMSE</b>	: Root Mean Squarre Deviation / Root Mean Squarre Error
<b>SAW</b>	: South Atlantic Water
<b>SEC</b>	: South Equatorial Current
<b>SECC</b>	: South Equatorial CounterCurrent
<b>SEQUAL</b>	: Seasonal Response of the Equatorial Atlantic
<b>SEUC</b>	: South Equatorial UnderCurrent
<b>SISMER</b>	: Système d'Information Scientifique pour la Mer
<b>SMW</b>	: Subtropical Mode Water
<b>sSEC</b>	: southern branch of the South Equatorial Current
<b>SSS</b>	: Sea Surface Salinity
<b>SST</b>	: Sea Surface Temperature
<b>STD</b>	: Standart Deviation
<b>STDO</b>	: Salinity Temperature Dissolved Oxygen
<b>SWM</b>	: Subtropical Water Modal

<b>TAOSTAS</b>	: Tropical Atlantic Ocean Subsurface Temperature Atlas
<b>TKE</b>	: Turbulent Kinetic Energy
<b>TSD</b>	: Température Salinité Densité
<b>Visu Dens</b>	: MLD visuelle basée sur le profil de Densité
<b>visu Temp</b>	: MLD visuelle basée sur le profil de Température
<b>WOCE</b>	: World Ocean Circulation Experiment
<b>XBT</b>	: eXpendable BathyThermograph
<b>ZCIT</b>	: Zone de Convergence InterTropical
<b>Zréf</b>	: Profondeur de référence en m
$\sigma_0$ ou $\rho$	: Densité de référence en $\text{kg m}^{-3}$
$\sigma_\theta$	: Densité potentielle en $\text{kg m}^{-3}$

## LISTE DES FIGURES

<b>Figure 1.</b> Localisation du Golfe de Guinée dans l'Océan Atlantique tropical. Extrait modifié de Google Earth .....	5
<b>Figure 2.</b> Structure verticale de la température le long de l'équateur et de 10 °W (Peter, 2007)8	
<b>Figure 3.</b> Distribution moyenne de la salinité de surface de la mer (SSS), issue des produits grillés Atlantique (1970-2016) et Pacifique (1950-2014) (Alory et al., 2020) .....	8
<b>Figure 4.</b> Moyennes annuelles des densités en fonction de la profondeur. (a) région polaire, (b) région tempérée, (c) région tropicale. <a href="http://lecalve.univ-tln.fr/oceano/figures/fig44.htm">http://lecalve.univ-tln.fr/oceano/figures/fig44.htm</a> ....	10
<b>Figure 5.</b> Mécanisme de l'upwelling équatorial (Diakhaté, 2015).....	12
<b>Figure 6.</b> Distribution horizontale des principaux courants de l'Atlantique tropical. Source : (Fischer, 2008) .....	12
<b>Figure 7.</b> Précipitations moyennes et tension de vent (Peter, 2007) .....	16
<b>Figure 8.</b> Les trois couches principales de l'océan et leurs caractéristiques. Source : (Heuzé, 2011).....	23
<b>Figure 9.</b> Principaux facteurs affectant la couche de mélange. Source: Michel (2006).....	25
<b>Figure 10.</b> Climatologie des profondeurs de la couche de mélange (m) dans l'océan Atlantique tropical. Source: Climatologie de de Boyer Montégut et al. (2004) .....	26
<b>Figure 11.</b> Estimation de la MLD (D) sur un profil de densité d'été situé à l'ouest de l'île de Vancouver (Thomson et Fine, 2003).....	28
<b>Figure 12.</b> Schéma descriptif des deux premières étapes de la méthode split-and-merge. Source: Piron (2015).....	31
<b>Figure 13.</b> Zone d'étude située dans l'Atlantique tropical: Golfe de Guinée.....	33
<b>Figure 14.</b> Trajet de quelques campagnes océanographiques dans le Golfe de Guinée. Sources de l'IFREMER. <a href="http://campagnes.flotteoceanographique.fr">http://campagnes.flotteoceanographique.fr</a> .....	35
<b>Figure 15.</b> Trajet de la campagne PIRATA FR 22.....	37
<b>Figure 16.</b> Nombre de profils par mois et par années couvrant la période d'octobre 1973 à mars 2017 à 10 °W.....	42
<b>Figure 17.</b> Evolution latitudinale de la moyenne mensuelle de la SST (°C) de 1973 à 2017 en saison chaude.....	50
Suite Figure17, panneau (d), (e), (f).....	51
<b>Figure 18.</b> Evolution latitudinale de la moyenne mensuelle de la SSS (psu) de 1973 à 2017 en saison chaude.....	52
Suite Figure 18, panneaux (d), (e), (f).....	53

<b>Figure 19.</b> Evolution latitudinale de la moyenne mensuelle de la SST (°C) de 1973 à 2017 en saison froide .....	56
Suite Figure 19, panneau (d); (e); (f).....	57
<b>Figure 20.</b> Evolution latitudinale de la moyenne mensuelle de la SSS (psu) de 1973 à 2017 en saison froide .....	58
Suite Figure 20, panneaux (d); (e); (f).....	59
<b>Figure 21.</b> Exemples de principaux types de structures hydrologiques rencontrées dans les eaux de surface à 10 °W en AEE au cours des deux saisons.....	65
<b>Figure 22.</b> Corrélation entre MLD Visu Temp et MLD numériques HT Temp Algo, HT Temp Seuil et HT Temp Grad à 10 °W dans l'Atlantique Equatorial Est.....	67
<b>Figure 23.</b> Corrélation entre MLD Visu Dens et MLD numériques HT Dens Algo, HT Dens Seuil et HT Dens Grad à 10 °W dans l'Atlantique Equatorial Est.....	68
<b>Figure 24.</b> Diagramme de Taylor: Comparaison entre les six méthodes numériques et les références respectives Visu temp et Visu Dens au cours des 2 saisons .....	71
<b>Figure 25.</b> Variabilité spatiale de la MLD (m) entre 2 °N et 10 °S le long de la radiale 10 °W d'octobre 1973 à mars 2017. Les barres d'erreur représentent les valeurs d'écart.....	77
<b>Figure 26.</b> Evolution saisonnière de la MLD (m) à 10 °W d'octobre 1973 à mars 2017 .....	78
<b>Figure 27.</b> Coupe latitudinale de la moyenne de la concentration des nitrates (mmol m <sup>-3</sup> ) dans la couche de surface océanique de 1973 à 2007 en saison froide .....	84
<b>Figure 28.</b> Coupe latitudinale de la moyenne de la concentration (mmol m <sup>-3</sup> ) de nitrates dans la couche de surface océanique de 1973 à 2007 en saison chaude .....	85
<b>Figure 29.</b> Diagramme nitrate-densité des stations de la zone équatoriale 2 °N-2 °S.....	86
<b>Figure 30.</b> Représentation graphique des polynômes d'ajustement nitrate-densité dans la zone équatoriale .....	87
<b>Figure 31.</b> Diagramme nitrate-densité de toutes les stations de la saison froide à 6 °S .....	88
<b>Figure 32.</b> Représentation graphique du polynôme d'ajustement nitrate-densité dans la zone 6 °S en saison froide.....	88
<b>Figure 33.</b> Diagramme nitrate-densité des stations de la saison froide de la zone 10 °S: 8 °S- 10 °S .....	89
<b>Figure 34.</b> Représentation graphique du polynôme d'ajustement nitrate-densité dans la zone 10 °S en saison froide.....	89
<b>Figure 35.</b> Evolution spatiale de la moyenne de la MLD (m), de la nitracline (m) et de la concentration (mmol m <sup>-3</sup> ) de nitrates dans la couche de mélange en saison froide .....	92
<b>Figure 36.</b> Evolution spatiale des moyennes de la MLD (m), de la nitracline (m) et de la concentration (mmol m <sup>-3</sup> ) de nitrates dans la couche de mélange en saison chaude .....	100

## LISTE DES TABLEAUX

<b>Tableau 1.</b> Critères utilisés pour définir la MLD avec la méthode seuil de de Boyer Montégut et al. (2004) .....	29
<b>Tableau 2.</b> Nom des MLD (numériques et visuelles) des différentes variantes.....	41
<b>Tableau 3.</b> Critères d'évaluation de la performance des modèles selon les paramètres choisis: r, R <sup>2</sup> , RMSE et %RMSE.....	45
<b>Tableau 4.</b> Statistique des valeurs des six MLD (m) calculées indiquant le minimum, le maximum et la moyenne en fonction de la zone et de la saison à 10°W en AEE.....	62
<b>Tableau 5.</b> Comparaison des valeurs des coefficients de détermination (R <sup>2</sup> ) des six MLD numériques obtenues avec leur référence respective pour les deux saisons .....	69
<b>Tableau 6.</b> Comparaison des indices de performance: Moyenne (m) , Ecart-type, RMSE (m), R et R <sup>2</sup> des MLD de références (Visu Temp) obtenues avec les MLD numériques HT Temp Algo, HT Temp Seuil et HT Temp Grad .....	72
<b>Tableau 7.</b> Comparaison des indices de performance: Moyenne (m) , Ecart-type, RMSE (m), R et R <sup>2</sup> des MLD de références (Visu Dens) obtenues avec les MLD numériques HT Dens Algo, HT Dens Seuil et HT Dens Grad.....	73
<b>Tableau 8.</b> Comparaison des valeurs des indices de performance: R <sup>2</sup> , RMSE (m) et du %RMSE pour les deux saisons entre les méthodes HT Temp Seuil (m) et HT Dens Seuil (m).....	75
<b>Tableau 9.</b> Caractéristiques du meilleur ajustement polynômial nitrate-densité obtenu pour les deux saisons dans la zone équatoriale. Z: concentrations recalculées de nitrates.....	87
<b>Tableau 10.</b> Valeurs du minimum, maximum et moyenne de la MLD (m), de la profondeur de la nitracline (m) et des concentrations (mmol m <sup>-3</sup> ) moyennes de nitrates dans la MLD .....	90

## TABLE DES MATIERES

DEDICACES.....	I
REMERCIEMENTS .....	II
RESUME.....	IV
ABSTRACT .....	V
LISTE DES ABREVIATIONS ET SIGLES.....	VI
LISTE DES FIGURES .....	IX
LISTE DES TABLEAUX .....	XI
TABLE DES MATIERES.....	XII
INTRODUCTION GENERALE.....	1
PREMIERE PARTIE: SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE ET METHODOLOGIE.....	4
CHAPITRE I : SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE SUR L'ATLANTIQUE EQUATORIAL EST, LA BIOGEOCHIMIE DE LA ZONE D'ETUDE ET SUR LA COUCHE DE MÉLANGE .....	5
INTRODUCTION.....	5
I.1  APERÇU OCÉANOGRAPHIQUE ET CLIMATOLOGIQUE DU GOLFE DE GUINEE: L'ATLANTIQUE EQUATORIAL EST .....	5
I.1.1  Caractéristiques géographiques et importance du Golfe de Guinée.....	5
I.1.2  Conditions océaniques .....	6
I.1.2.1  Température de surface de la mer (SST) .....	6
I.1.2.2  Structure de la salinité de surface de la mer (SSS) .....	8
I.1.2.3  Densité potentielle .....	9
I.1.2.4  Upwelling équatorial.....	11
I.1.2.5  Circulation océanique: Principaux courants de surface et de subsurface .....	12
I.1.2.5.1  Circulation de surface: le SEC .....	13
I.1.2.5.2  Circulation de subsurface.....	13
I.1.2.5.2.1  Sous courant équatorial (EUC) .....	13
I.1.2.5.2.2  Contre courant équatorial sud (SECC) .....	14
I.1.2.5.2.3  Sous courant équatorial sud (SEUC) .....	14
I.1.3  Conditions météorologiques.....	14
I.1.3.1  Champ des vents .....	14
I.1.3.2  Précipitations et flux d'eau douce.....	15
I.1.3.3  Flux de chaleur à l'interface air-mer.....	16
I.2  CONDITIONS BIOGEOCHIMIQUES: SELS NUTRITIFS .....	16
I.2.1  Définition .....	17
I.2.2  Sels de phosphore.....	17
I.2.3  Sels d'azote .....	18



I.2.3.1	Concentration en nitrates .....	18
I.2.3.2	Concentration en nitrites .....	19
I.2.3.3	Concentration en ammonium .....	20
I.2.4	Facteurs de distribution verticale des nutriments dans la couche océanique .....	20
I.2.5	Définitions et critères de déterminations de la nitracline .....	21
I.3	COUCHE DE MELANGE OCEANIQUE .....	22
I.3.1	Différents types de couches océaniques.....	22
I.3.1.1	Couche de mélange diurne .....	22
I.3.1.2	La couche de mélange (saisonnaire ou interannuelle) .....	22
I.3.1.3	La thermocline .....	22
I.3.1.4	L'océan profond.....	23
I.3.1.5	Les eaux de fond .....	23
I.3.2	Définition de la MLD.....	23
I.3.3	Propriétés caractéristiques de la couche de mélange .....	24
I.3.3.1	Processus physiques à l'origine de la MLD.....	24
I.3.3.2	Caractéristiques de la MLD en fonction des saisons et des régions .....	25
I.3.4	Importance de l'étude de la profondeur de la couche de mélange (MLD).....	26
I.3.5	Inventaire des méthodes de détermination de la mld .....	27
I.3.5.1	Méthodes basées sur la température ou la densité .....	27
I.3.5.2	Méthode de seuil et de gradient .....	28
I.3.5.3	Méthodes alternatives .....	29
I.3.5.3.1	Méthodes de régression.....	29
I.3.5.3.2	Méthodes Intégrales .....	30
I.3.5.3.3	Méthode split-and-merge (Thomson et Fine 2003) .....	30
I.3.5.3.4	Méthode des courbures (Lorbacher et al., 2006) .....	31
I.3.5.3.5	Méthodes des segments.....	31
I.3.5.3.6	Méthode des intersections (Lavender et al., 2002) .....	31
I.3.5.3.7	Méthode de Holte et Talley (2009) .....	32
CONCLUSION	.....	32
CHAPITRE II : METHODOLOGIE	.....	33
INTRODUCTION	.....	33
II.1	DONNEES .....	33
II.1.1	Sources de données.....	33
II.1.1.1	Données hydrologiques .....	33
II.1.1.2	Données de sels nutritifs: nitrates .....	34
II.1.1.3	Campagnes océanographiques utilisées pour la présente étude .....	34

II.1.2 Traitement et contrôle de qualité des données .....	37
II.1.2.1 Avec Excel.....	37
II.1.2.2 Avec Matlab .....	38
II.2 METHODES .....	39
II.2.1 Etude hydrologique : température de surface de la mer (SST) et salinité de surface de la mer (SSS) a 10 °W.....	39
II.2.1.1 Coupes longitudinales de température et de salinité .....	39
II.2.1.2 Détermination de la thermocline .....	39
II.2.2 Détermination numérique et visuelle des MLD.....	40
II.2.2.1 Méthodes numériques: l’algorithme de Holte et Talley (HT) .....	40
II.2.2.1.1 Motivation du Choix de la méthode HT.....	40
II.2.2.1.2 Description de la méthode .....	40
II.2.2.2 Méthode visuelle.....	41
II.2.3 Evaluation des méthodes numériques.....	42
II.2.3.1 Avec les diagrammes de corrélation linéaire (2D) .....	42
II.2.3.2 Avec les diagrammes de Taylor .....	43
II.2.4 Etude de la variabilité spatio-temporelle de la MLD.....	45
II.2.4.1 Variabilité latitudinale .....	45
II.2.4.2 Variabilité saisonnière .....	45
II.2.5 Détermination des sommets de nitracline et des concentrations de nitrate en surface .....	45
II.2.5.1 Caractéristiques de la zone d’étude à partir des sections de nitrates .....	45
II.2.5.2 Détermination du sommet de la nitracline.....	46
II.2.5.3 Calcul de la concentration des nitrates dans la couche de mélange .....	46
II.2.5.4 Etude des variations de la MLD, du sommet de la nitracline et de la distribution des nitrates dans la couche de surface de l’océan .....	47
CONCLUSION .....	47
DEUXIEME PARTIE: RESULTATS ET DISCUSSION .....	48
CHAPITRE III : CARACTERSITIQUES HYDROLOGIQUES ET METHODES DE DETERMINATION DE LA MLD .....	49
INTRODUCTION.....	49
III.1 STRUCTURE DE LA TEMPERATURE ET DE LA SALINITE A 10 °W DANS LES COUCHES DE SURFACE DE L’AEE .....	49
III.1.1 Pendant la saison chaude: novembre à avril.....	49
III.1.2 Pendant la saison froide: mai a octobre .....	56
III.2 METHODE DE DETERMINATION DE LA MLD A 10 °W .....	62
III.2.1 Analyse des estimations numériques et visuelles .....	62
III.2.1.1 Déterminations numériques.....	62

III.2.1.2 Déterminations visuelles .....	64
III.2.2 Evaluation statistique des méthodes numériques de holte et talley .....	67
III.2.2.1 A partir des diagrammes de régression linéaire simple (RLS).....	67
III.2.2.1.1 Basée sur Visu Temp.....	67
III.2.2.1.2 Basée sur Visu Dens.....	68
III.2.2.2 A partir des diagrammes de Taylor .....	71
CONCLUSION .....	76
CHAPITRE IV : VARIABILITE SPATIALE ET SAISONNIERE DE LA MLD ET DISTRIBUTION DES NITRATES DANS LA COUCHE DE SURFACE OCEANIQUE .....	77
INTRODUCION .....	77
IV.1 VARIABILITE SPATIALE ET SAISONNIERE DE LA MLD A 10 °W .....	77
IV.1.1 Variabilité latitudinale (spatiale) à 10 °W de 2 °N à 10 °S .....	77
IV.1.2 Variabilité saisonnière de la MLD à 10 °W .....	78
IV.1.2.1 Dans la zone équatoriale: 2 °N-2 °S.....	79
IV.1.2.2 Dans la zone 6 °S: 5 °S-7 °S .....	81
IV.1.2.3 Dans la zone 10 °S: 8 °S-10 °S .....	81
IV.2 VARIATIONS DE LA MLD, DE LA NITRACLINE ET DES CONCENTRATIONS DE NITRATE EN SURFACE A 10 °W.....	83
IV.2.1 Distribution verticale de nitrates à 10 °W .....	83
IV.2.1.1 Saison froide .....	83
IV.2.1.2 Saison chaude.....	85
IV.2.2 Relation nitrate-densité .....	86
IV.2.2.1 Zone équatoriale: 2 °N-2 °S .....	86
IV.2.2.2 Zone 6 °S: 5 °S - 7 °S.....	87
IV.2.2.3 Zone 10 °S: 8 °S - 10 °S.....	88
IV.2.3 Concentrations de nitrates en surface, sommet de la nitracline et MLD.....	89
IV.2.4 Evolution spatiale et saisonnière de la moyenne de la MLD, du sommet de la nitracline et des concentrations des nitrates dans la couche de surface océanique à 10 °W.....	91
IV.2.4.1 Pendant la saison froide .....	91
IV.2.4.1.1 Zone équatoriale.....	91
IV.2.4.1.2 Zone subéquatoriale (zone 6 °S) .....	93
IV.2.4.1.3 Zone subtropicale (Zone 10 °S) .....	93
IV.2.4.2 Pendant la saison chaude: zone équatoriale .....	99
CONCLUSION .....	104
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES .....	105
CONCLUSION GENERALE .....	105
PERSPECTIVES.....	106

REFERENCES.....	107
ANNEXES .....	124
Annexe I. Résumé des croisières utilisées le long de 10 °W de 1973 à 2017 .....	124
Annexe II. Profils de température, de salinité et de densité montrant la présence de sel avec la bifurcation du profil de salinité dans la couche de surface a 10 °W en AEE. ....	125
Annexe III. Tableau des valeurs de MLD (m), profondeur de la nitracline (m) et des concentrations (mmol m <sup>-3</sup> ) moyennes de nitrates dans la couche de mélange dans la zone équatoriale (2 °N-2 °S) de 1973 à 2007 en saison froide et chaude a 10 °W .....	126
Annexe IV. Tableau des valeurs de MLD (m), profondeur de la nitracline (m) et des concentrations (mmol m <sup>-3</sup> ) moyennes de nitrates dans la couche de mélange dans la zone 6 °S (5 °S-7 °S) de 1973 à 2007 en saison froide .....	129
Annexe V. Tableau des valeurs de MLD (m), profondeur (m) de la nitracline et des concentrations (mmol m <sup>-3</sup> ) moyennes de nitrates dans la couche de mélange dans la zone 10 °S (8 °S-10 °S) de 1973 à 2007 en saison froide a 10 °W .....	130
PUBLICATION .....	131

## INTRODUCTION GENERALE

La couche de mélange (ML: Mixed Layer en anglais) océanique est la zone superficielle de l'océan dans laquelle les propriétés hydrographiques (température, salinité et densité) sont presque uniformes. Elle est le siège d'importants échanges de quantité de mouvement, de chaleur et d'humidité avec l'atmosphère (Da-Allada et al., 2013). La profondeur de la couche de mélange (MLD: Mixed Layer Depth en anglais) constitue une variable très importante dans l'étude du changement climatique (Guilyardi, 2001). Elle joue un rôle important dans la régulation de la production biologique des océans (Polovina et al., 1995) et affecte le phytoplancton en contrôlant la lumière et la disponibilité des nutriments (Liu, 2009; Keerthi et al., 2016).

Les algorithmes existants pour déterminer la MLD utilisent différents critères et sont basés sur les mesures de température, de salinité ou de densité (Kara et al., 2003). Caniaux et Planton (1998) ont étudié la variation de la MLD dans le bassin des Canaries en utilisant des profils de température. Polovina et al. (1995) ont estimé la MLD dans le Pacifique Centre et Nord en utilisant un critère basé sur le gradient de température. En Atlantique Nord-Est, Foltz et al. (2013) ont déterminé la MLD à partir de la densité avec un critère-seuil de  $0,1 \text{ kg m}^{-3}$ . Cependant, l'insuffisance des données d'observation, nécessaires pour estimer les MLD a conduit à l'utilisation de modèles numériques ou climatologiques comme le modèle de salinité de Freeland et al. (1997) et le modèle général unidimensionnel de turbulence océanique de Jackson (2006). Dans l'océan global, de Boyer Montégut et al. (2004) ont proposé une climatologie pour une estimation optimale de la MLD basée à la fois sur un critère de seuil de température ( $0,2 \text{ }^\circ\text{C}$ ) et de densité ( $0,03 \text{ kg m}^{-3}$ ).

De nombreuses études ont été menées sur la variabilité des caractéristiques physiques océaniques (Hummels et al., 2013, 2014; Schlundt et al., 2014; Gougnon et al., 2018), leurs influences sur la mousson africaine (Okumura et Xie, 2004; Leduc-Leballeur, 2012) et sur le contenu thermique de l'Atlantique tropical (Verstraete, 1985). Cependant, peu d'études ont été conduites sur la variabilité de la MLD, surtout à  $10 \text{ }^\circ\text{W}$ , d'une part, en raison de l'insuffisance des données d'observation, d'autre part, du fait des différentes définitions et critères utilisés pour sa détermination. Wade et al. (2011) ont déterminé la MLD à l'aide d'un critère de seuil ( $0,2 \text{ }^\circ\text{C}$ ) de température, Peter et al. (2006) ont, par contre, déterminé la MLD à partir d'un seuil de densité de  $0,05 \text{ kg m}^{-3}$ . Les rares travaux sur la couche de mélange ont essentiellement porté sur la variabilité des contenus de sels et de chaleur (Peter, 2007; Wade et al., 2011; Da-Allada et al., 2014). En effet, Peter (2007) a étudié la température de la couche de mélange à l'aide de sorties de modèles. Da-Allada et al. (2014) ont étudié la variabilité du contenu de sel dans la couche de

mélange. Toutes ces études ont utilisé des méthodes numériques d'estimation de la MLD dont le choix n'a pas été clairement discuté et dont les résultats n'ont pas été évalués.

Recemment, les travaux de N'Guessan et al. (2019) réalisés à 4 °W entre la côte et l'équateur ont montré que la méthode du seuil de densité de Holte et Talley est la plus appropriée pour déterminer la MLD dans le Golfe de Guinée (GG). En outre, à l'équateur, pendant la saison chaude, la nitracline se situe profondément sous la couche de mélange et est distinctement séparée de la base de la couche de mélange, entraînant un appauvrissement de la surface en nitrate. Durant la saison froide, la couche de mélange s'approfondit à mesure que la nitracline remonte. Dans la région sud de l'équateur entre 0,5 °S et 2 °S, la nitracline franchit la base de la ML pendant sa remontée, conduisant à des enrichissements en nitrate à la surface.

Notre étude se propose de travailler à 10 °W, qui contrairement à 4 °W se caractérise par un bilan négatif du contenu net de chaleur dans la zone subéquatoriale (Wade et al., 2011). La zone aux voisinages de cette radiale 10 °W présente en plus du sous courant équatorial (EUC) et du courant sud équatorial (SEC), la branche sud du SEC et le sous courant équatorial sud (SEUC). Ce système de courants influence l'advection de chaleur en surface, particulièrement en dessous de l'équateur. Par ailleurs, les travaux de Jouanno et al. (2011a) ont montré qu'aux voisinages de la radiale 10 °W, l'intensité et la durée de la langue d'eau froide présenterait un décalage temporel saisonnier par rapport à la zone aux voisinages de la radiale 4 °W. Ces particularités spatiales pourraient-elles conduire à des résultats différents entre ces deux zones?

L'objectif général de ce travail est d'étudier la variabilité latitudinale et saisonnière de la profondeur de la couche de mélange océanique pour comprendre son rôle dans l'apport saisonnier de nitrates vers les couches de surface à 10 °W entre 2 °N et 10 °S en Atlantique tropical. En effet, ces dernières années, les données acquises dans le cadre du programme PIRATA donnent l'opportunité, en plus des données historiques de campagnes antérieures, d'étudier la MLD dans le GG à 10 °W.

Cet objectif général se décline en quatre objectifs spécifiques, à savoir:

1. Examiner les caractéristiques hydrologiques de la zone d'étude;
2. Déterminer la méthode de calcul de la MLD applicable à la zone d'étude;
3. Décrire la variabilité spatiale et saisonnière de la MLD;
4. Analyser la variabilité spatiale et saisonnière de la MLD et son impact sur l'apport saisonnier de nitrate en surface.

Après l'introduction, notre manuscrit se compose de deux parties comprenant chacune deux chapitres. La première partie est dédiée à la description de la zone d'étude et à la méthodologie globale utilisée pour réaliser l'étude. La deuxième partie est consacrée aux résultats et discussion. Le premier chapitre dresse une synthèse bibliographique générale de la zone étudiée en donnant un aperçu des conditions océaniques et météorologiques qui y règnent. Il présente les nutriments et leur importance dans le développement des ressources pélagiques, donne l'importance de l'étude de la MLD et les problématiques rencontrées par la communauté scientifique sur les méthodes et critères de sa détermination.

Le deuxième chapitre décrit les outils et des protocoles méthodologiques utilisés dans cette étude. Il présente le processus d'acquisition et de traitement des données, examine les caractéristiques hydrologiques de la zone d'étude et expose l'approche de détermination de la méthode adéquate pour estimer les MLD. Ce chapitre s'articule également autour de l'étude de la variabilité latitudinale et saisonnière de la MLD, de la détermination du sommet de la nitracline et de la concentration de nitrates dans la couche de surface océanique.

Les troisième et quatrième chapitres, constituant la deuxième partie, se rapportent aux résultats et discussion sur la présentation de la zone d'étude et sur l'évaluation et l'intercomparaison des méthodes de détermination de la MLD permettant de faire le choix de la méthode adéquate de détermination de la MLD dans la zone d'étude. Ils présentent les variabilités spatiale et saisonnière de la profondeur de la couche de mélange d'une part, et l'impact de cette variabilité sur l'apport saisonnier de nitrate vers les couches de surface océanique d'autre part.

Ce manuscrit se termine par une conclusion qui fait le lien entre la variabilité de la MLD et l'apport de nitrates des couches plus profondes vers les couches de surface océanique. Il s'achève sur des perspectives pour la poursuite des travaux de recherche.

**PREMIERE PARTIE: SYNTHESE  
BIBLIOGRAPHIQUE ET  
METHODOLOGIE**



# CHAPITRE I : SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE SUR L'ATLANTIQUE EQUATORIAL EST, LA BIOGEOCHIMIE DE LA ZONE D'ÉTUDE ET SUR LA COUCHE DE MÉLANGE

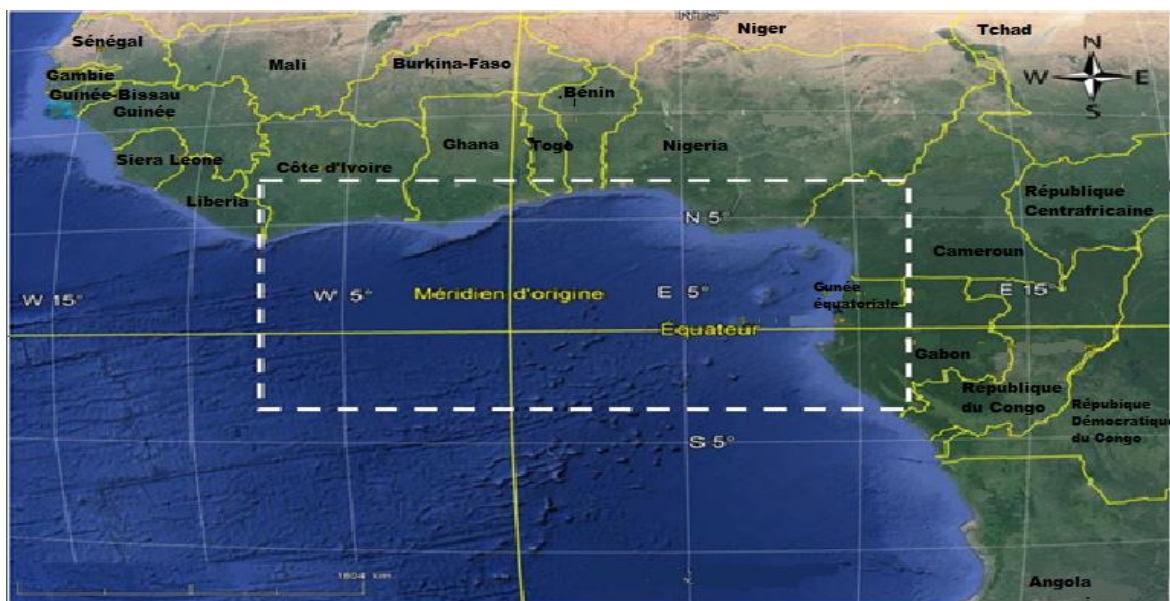
## INTRODUCTION

L'océan Atlantique est le deuxième plus grand océan de la planète où le climat des régions environnantes est fortement conditionné par la présence d'une zone de forte convergence atmosphérique et d'une zone de forte convergence des vents inter-hémisphériques (Wade, 2010). Il est donc nécessaire dans ce chapitre, de faire une synthèse des connaissances actuelles sur la variabilité saisonnière à interannuelle du GG qui fait partie de l'Océan Atlantique tropical. Afin de cerner cette étude, une revue bibliographique de l'Atlantique tropical et quelques méthodes de détermination de la profondeur de la couche de mélange sont dressées.

### I.1 APERÇU OCÉANOGRAPHIQUE ET CLIMATOLOGIQUE DU GOLFE DE GUINÉE: L'ATLANTIQUE EQUATORIAL EST

#### I.1.1 CARACTÉRISTIQUES GÉOGRAPHIQUES ET IMPORTANCE DU GOLFE DE GUINÉE

L'espace du GG fait partie d'un ensemble plus grand qui est toute la façade atlantique de l'Afrique. La FAO place le GG dans l'espace atlantique centre-oriental, qui se situe au milieu de la façade de l'Atlantique Sud-Est (Bassou, 2014; 2016).



**Figure 1.** Localisation du Golfe de Guinée dans l'Océan Atlantique tropical. Extrait modifié de Google Earth

Du point de vue géographique (Ngodi, 2008), le GG fait l'objet de deux conceptions:

- Une délimitation large de la zone conçoit le GG comme allant du Sénégal au nord à l'Angola au sud.

- Une autre définition, plus restreinte, le cantonne à la partie du littoral africain de l'Océan Atlantique qui s'étend sur la côte occidentale de l'Afrique depuis le Cap des Palmes (frontière du Libéria et de la Côte d'Ivoire), jusqu'au Cap Lopez (au Gabon) et qui forme le golfe du Bénin et la baie du Biafra (Ngodi, 2008).

Il représente une portion essentielle pour la dynamique équatoriale de l'Atlantique (Hardman-Mountford, 2000). Malgré l'importance de l'océan équatorial pour influencer le climat mondial (Kerr, 1997; 2000), le GG est une région moins bien comprise que celle du Pacifique (Enfield et Mayer, 1997) en raison des programmes de mesures clairsemées (Fischer, 2008).

Le GG constitue un lieu de pêche traditionnel pour ses pays riverains, en particulier pour ce qui est des pêches artisanales. Cette région soutient donc les populations productives de poissons côtiers car la pêche contribue grandement à l'alimentation des populations côtières (FAO, 2002) et qui subissent malheureusement une pression croissante des pêcheries industrialisées (Hardman-Mountford, 2000). Depuis l'installation des premières plateformes pétrolières autour des années 70, le GG est devenu l'une des destinations favorites des investisseurs pétroliers internationaux (Campos-Serrano, 2013). Cette région fournit 5% de la production mondiale de pétrole (Mfewou et al., 2018) et 60% de la production quotidienne totale de pétrole brut en Afrique subsaharienne.

L'importance du GG se capitalise également en terme de source majeure de chaleur du climat de la terre et joue un rôle dans la dynamique du système climatique au travers de la mousson ouest africaine (Redelsperger et al., 2006; Raj et al., 2019; Akinsanola et Zhou, 2020). La région du GG a un climat tropical humide avec des températures mensuelles presque constantes et une quantité relativement importante de précipitations (Dégbé, 2009; Giardino et al., 2018).

## **I.1.2 CONDITIONS OCEANIQUES**

### **I.1.2.1 Température de surface de la mer (SST)**

La température est un paramètre important pour l'étude des masses d'eaux. Elle joue un rôle essentiel dans les cycles biologiques : croissance et reproduction des organismes, développement planctonique, activités microbiennes (Reid et Wood, 1976). Elle conditionne l'évaporation, la solubilité des gaz et en particulier l'oxygène, les vitesses des réactions chimiques et biochimiques, la densité de l'eau (Gunter, 1967; Bowden, 1980).

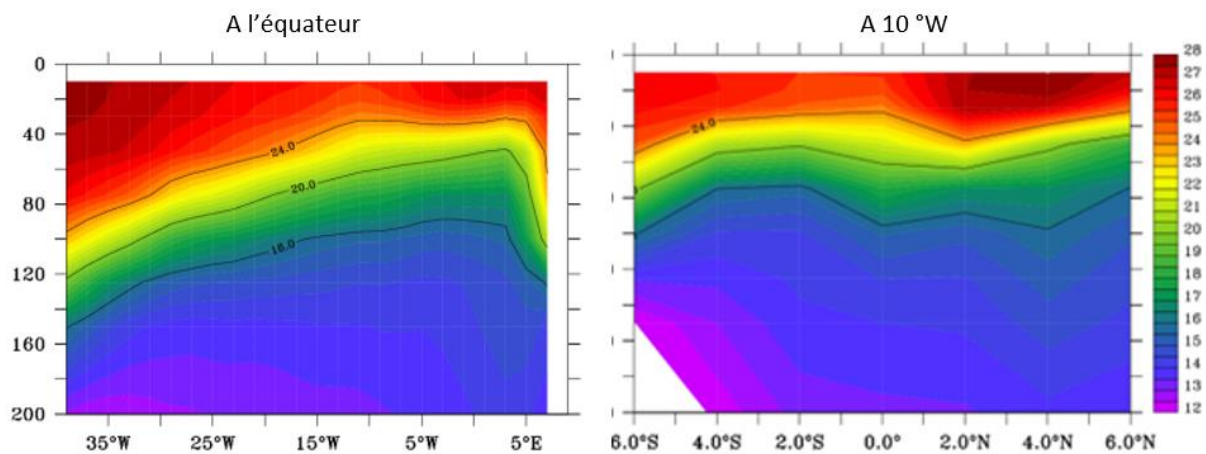
Dans le GG, la température de surface de la mer (en anglais, Sea Surface Temperature: SST) est conditionnée par l'advection de masses d'eau et de chaleur (horizontale et verticale), la dynamique purement équatoriale (onde et upwelling) et par les échanges de flux de chaleur et de quantité de mouvement à l'interface océan-atmosphère.

Hors de l'équateur, la variabilité de la SST est régie par des processus complètement différents dirigés par le forçage atmosphérique (Peter et al., 2006; Yu et al., 2006).

Dans les zones centrales du GG, la SST varie entre 27 et 29 °C en dehors des saisons d'upwelling (Allersma et Tilmans, 1993) mais peut descendre en-dessous de 22 °C sur la côte pendant l'upwelling principal (Longhurst, 1962; Hardman-Mountford et McGlade, 2003). C'est dans le GG que l'on note une très forte variabilité saisonnière de la SST. Des baisses de la SST de l'ordre de 5 à 7 °C ont été observées sur des épaisseurs de 0 à 500 m (Merle, 1980b; Picaut, 1983; Verstraete, 1992). Selon Berrit (1976), au sud de 15 °S, il y a un bon accord entre le vent local et la diminution de la SST. L'accord a été confirmé par Wooster et al. (1976) entre 13 °S et 20 °S.

La SST varie saisonnièrement entre des valeurs inférieures à 24 °C en été boréal (juin-août) et supérieures à 29 °C au printemps boréal (mars-mai). Le vent dans l'Atlantique tropical constitue un facteur important qui affecte la SST à l'est du bassin (Servain et al., 1982). En effet, lorsque les vents sont forts dans l'ouest du bassin, le niveau de la mer augmente provoquant ainsi un approfondissement de la thermocline à l'ouest du bassin. Le niveau de la mer plus faible alors dans l'est du bassin induit une remontée de la thermocline et donc un upwelling; les eaux froides sont alors injectées dans la couche de mélange superficielle et la SST devient plus faible (Figure 2). Ces variations saisonnières de la SST permettent de distinguer quatre différentes saisons dans le GG à savoir: une petite période froide de janvier à février (non significatif à l'équateur); une grande saison chaude qui s'installe de mars à juin ; une grande saison froide de juillet à septembre et une petite saison chaude d'octobre à décembre (Morlière, 1970).

La chaleur spécifique de l'eau est quatre fois plus élevée que celle de l'air. Les premiers mètres de l'océan peuvent absorber autant de chaleur que toute la colonne d'air située au-dessus. L'océan est donc un immense réservoir de chaleur. La température de surface de l'océan est chaude (jusqu'à 30 °C) en zones tropicales et se refroidit (jusqu'à -2 °C) à mesure que la latitude augmente. L'océan absorbe beaucoup plus de chaleur près de l'équateur que près des pôles. La répartition détaillée des températures témoigne d'une assez grande complexité: le long de l'équateur, on peut remarquer une langue d'eau plus froide (LEF) à l'est des océans Atlantique et Pacifique. La variabilité de la température de surface de la mer est le signe le plus évident de la variabilité de la surface de l'océan à l'est de l'Atlantique tropical (Hormann et Brandt, 2007).



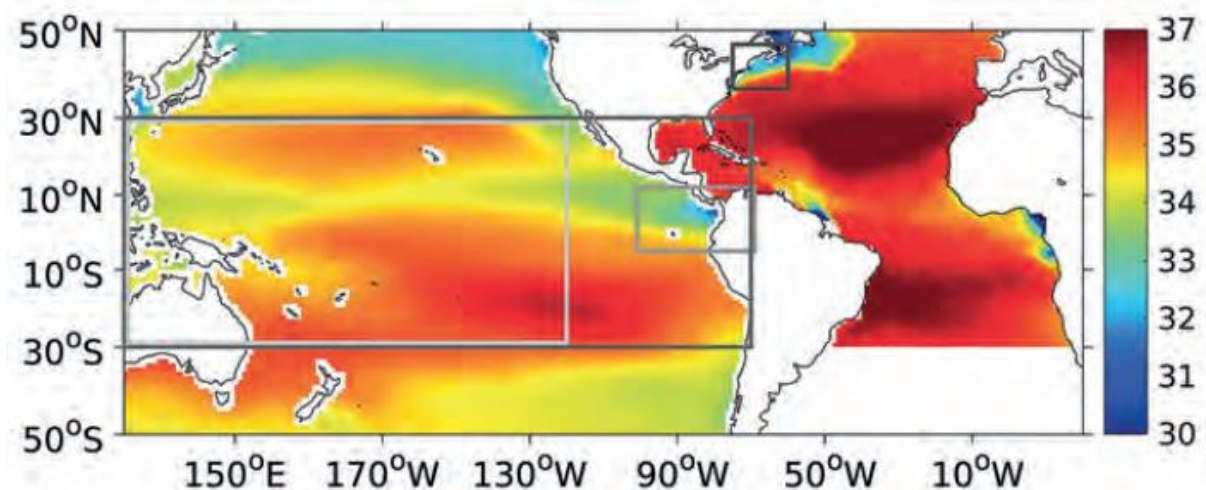
**Figure 2.** Structure verticale de la température le long de l'équateur et de 10 °W (Peter, 2007)

### I.1.2.2 Structure de la salinité de surface de la mer (SSS)

La salinité est le deuxième paramètre hydrologique de l'eau de mer qui exprime la quantité de sels minéraux dissous dans l'eau de mer. A partir de mesures de chlorinité (Cl) et de salinité (S) sur des échantillons d'eau de mer provenant des mers Baltique, Méditerranée, Rouge et de l'océan Atlantique Nord, la loi suivante a été proposée pour la mesure de la salinité:

$$S(\text{‰}) = 0,030 + 1,8050 \text{ Cl } (\text{‰}) \quad (1)$$

On peut trouver dans la littérature les unités de mesures suivantes pour la salinité pratique: l'échelle de salinité pratique (PSS: practical salinity scale en anglais), l'unité pratique de salinité (PSU: practical salinity unit en anglais), ou la partie par millier (‰) (McDougall et al., 2012). La salinité à la surface des océans est illustrée sur l'image suivante (Figure 3).



**Figure 3.** Distribution moyenne de la salinité de surface de la mer (SSS), issue des produits grillés Atlantique (1970-2016) et Pacifique (1950-2014) (Alory et al., 2020)

Par son influence sur la densité de l'eau, la mesure de la salinité permet de connaître la circulation d'eau, d'identifier les masses d'eau d'origines différentes et de suivre leurs mélanges dans l'estuaire (Sverdrup et al., 1942; Paine, 1984).

La distribution de la salinité dans le GG comme dans l'océan global, dépend des précipitations, de l'évaporation, du ruissellement des fleuves mais aussi des processus océaniques comme l'advection ou la diffusion (Ferry et Reverdin, 2004; Peter et al., 2006; Peter, 2007; Foltz et al., 2010). Plus l'évaporation est forte et la pluviométrie faible, il se produit une accumulation de sel dans la colonne d'eau qui provoque une salinité élevée de l'eau et inversement.

Les variations de la salinité sont en apparence très faibles: 50% de l'eau de mer a une salinité comprise entre 34,6 et 34,7‰ (c'est-à-dire 34,6 g/l d'eau de mer). La salinité de surface en haute mer dans les zones tropicales varie de 33 à 37‰ (Talley et al., 2011). La mer est moins salée aux hautes latitudes (environ 33‰). Sur la Figure 3, la salinité moyenne de l'océan de surface est d'environ 35 PSS, avec des contrastes reflétant le bilan évaporation-précipitation : salinité plus élevée au niveau des gyres subtropicaux où l'évaporation domine, plus faible sous les zones de convergence intertropicales où les précipitations dominent. Les plus faibles salinités se trouvent dans les panaches des grands fleuves tels que l'Amazone et le Congo dans l'Atlantique tropical. Par ailleurs, la salinité de l'Océan Atlantique est, en moyenne, nettement plus élevée que celle de l'Océan Pacifique. Cette distribution est liée aux effets conjugués de la distribution du rayonnement solaire à la surface, de l'influence méditerranéenne et du transport d'eau douce par l'atmosphère de l'Atlantique vers le Pacifique (Alory et al., 2020).

De nombreuses études ont démontré l'importance du sel pour l'évolution du climat (Lukas et Lindstrom, 1991; Vialard et Delecluse, 1998; Mignot et Frankignoul, 2004; Alory et al., 2020). La distribution de la salinité à la surface de l'océan est relativement zonale (Figure 3), comparativement à celle de la température de la surface de la mer (Talley et al., 2011).

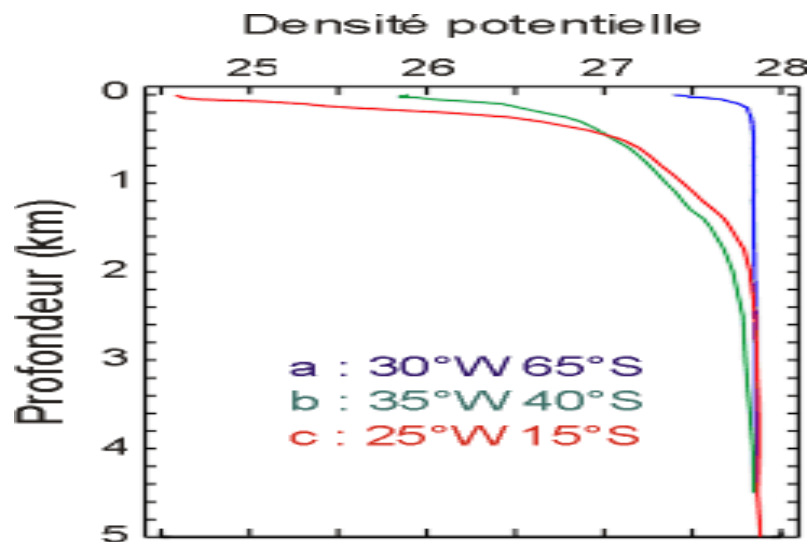
### **I.1.2.3 Densité potentielle**

La densité (notée  $\rho$ ) est une propriété fondamentale de la matière indiquant la compacité des matériaux, en d'autres termes la quantité de masse "tassée" dans un espace donné. C'est la masse par unité de volume ( $\rho = \frac{m}{V}$  (2) exprimée en  $\text{kg m}^{-3}$  ou  $\text{g cm}^{-3}$ ). Cette propriété est indépendante de la quantité de matière considérée. La densité de l'eau est d'environ un millier de fois plus grande que celle de l'air. Elle varie de  $998 \text{ kg m}^{-3}$  pour l'eau douce à température ambiante à près de  $1250 \text{ kg m}^{-3}$  dans les lacs salés. La plupart des océans ont une densité d'environ  $1020\text{-}1030 \text{ kg m}^{-3}$ .

La densité de l'eau de mer n'est pas mesurée directement, elle est plutôt calculée à partir des mesures de température de l'eau, de sa salinité et de sa pression. Compte tenu de l'étroitesse de la gamme des changements de densité de l'eau dans l'océan, par commodité, la densité d'eau de mer est exprimée par la quantité sigma-t ( $\sigma_t$ ) appelée densité potentielle, définie par:

$$\sigma_t = \rho - 1000 \quad (3)$$

La relation entre la température et la densité n'est pas linéaire, et la densité maximale de l'eau pure est atteinte aux alentours de 4 °C selon Denny (2007) et Garrison (2007) cités par Karp-Boss et al. (2010).



**Figure 4.** Moyennes annuelles des densités en fonction de la profondeur. (a) région polaire, (b) région tempérée, (c) région tropicale. Source: <http://lecalve.univ-tln.fr/oceano/figures/fig44.htm>

Dans les régions équatoriale et tropicale, il existe une couche d'eau près de la surface de densité presque constante, puis une couche dans laquelle la densité croît très rapidement avec la profondeur. Cette couche dite pycnocline correspond en général à la thermocline. Aux profondeurs plus importantes, la densité potentielle évolue lentement pour atteindre une valeur voisine de 27,9  $\text{kg m}^{-3}$  au fond des océans, quelle que soit la latitude. Aux grandes latitudes la densité de surface dépasse 27  $\text{kg m}^{-3}$ , l'évolution verticale est donc faible et la pycnocline est moins facile à distinguer (Figure 4). Une forte pycnocline constitue une barrière difficilement franchissable, s'opposant à la diffusion verticale des caractéristiques de l'eau de mer.

Les mouvements d'eau dans l'océan n'ont donc pas lieu suivant la verticale mais suivant les surfaces d'égales densités. Ainsi, si en surface on augmente la densité de l'eau (par évaporation ou par refroidissement), cette eau va s'enfoncer en suivant les surfaces isopycnes. Les eaux les plus profondes ont la densité la plus élevée. De plus, dans les régions équatoriales et tropicales, il y a

une couche pycnocline semblable à la couche thermocline où la densité augmente rapidement. Celle-ci n'existe pas dans les zones froides puisque l'inversion de densité induit le plongement des eaux de surface.

#### **I.1.2.4 Upwelling équatorial**

L'upwelling (de l'anglais up= montée et well= source), ou « résurgence de surface » selon la terminologie française plus rare, est un phénomène consistant en la remontée d'eaux profondes vers la surface (Hidaka, 1972) entraînant les eaux plus chaudes de surface dans un écoulement horizontal. Les upwellings constituent la plus importante source d'enrichissement de la couche superficielle de la mer en sels minéraux ( Houghton et Colin, 1986);Timothée, 2009; ) et participent ainsi au développement et au maintien de la productivité biologique de l'écosystème où ils se produisent et qui se traduit par l'établissement de zones de pêche riches (Hidaka, 1972; Pezennec et Bard, 1992) avec près du cinquième des captures mondiales (Pauly et Christensen, 1995).

Les principales zones d'upwelling de l'Atlantique tropical oriental sont: la côte nord du GG, la côte sud-est du GG et la région équatoriale (Verstraete, 1992; Timothée, 2009). Elles apparaissent au printemps boréal (mars-mai) et entraînent des baisses de la SST pouvant atteindre 7 °C (Weingartner et Weisberg, 1991a).

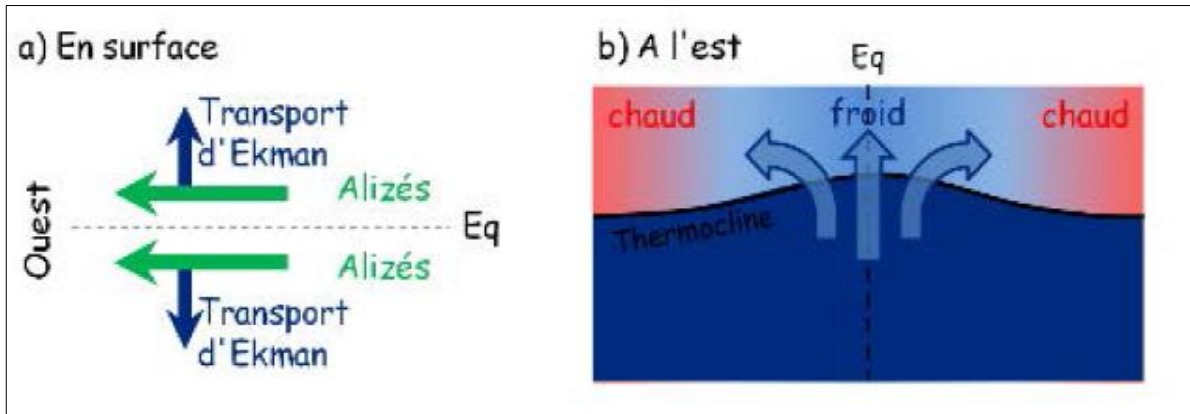
L'upwelling équatorial se situe entre 2 °N et 4 °S, centré plus au sud de l'équateur autour de 1 °S et prend place à l'est de 20 °W où les vents viennent du Sud. L'upwelling a lieu entre juin et septembre (saison froide). Le mécanisme principal est la faible divergence (Fischer, 2008) équatoriale d'Ekman au sud de l'équateur, induite par les alizés le long de l'équateur (Parard, 2011).

Ce transport de surface, appelé transport d'Ekman dans les zones suffisamment loin de l'équateur, est dévié en surface vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud par la force de Coriolis (Figure 5a). Cette divergence équatoriale entraîne les eaux profondes, plus froides, vers la surface pour compenser la perte de masse en surface à l'équateur (Figure 5b).

Ce mécanisme est d'autant plus efficace que la profondeur de la ML est faible. Entre avril et juillet, la zone d'upwelling entre 4 °S et l'équateur correspond en effet à des profondeurs de ML inférieures à environ 20 m en accord avec les études de Marin et al. (2009) et Giordani et Caniaux (2011) dans l'Est de l'Atlantique équatorial.

Le fait que la ZCIT soit située au nord de l'équateur conduit les alizés du Sud à traverser en réalité l'équateur en permanence. Cette asymétrie méridionale entraîne l'apparition d'un front nord de la

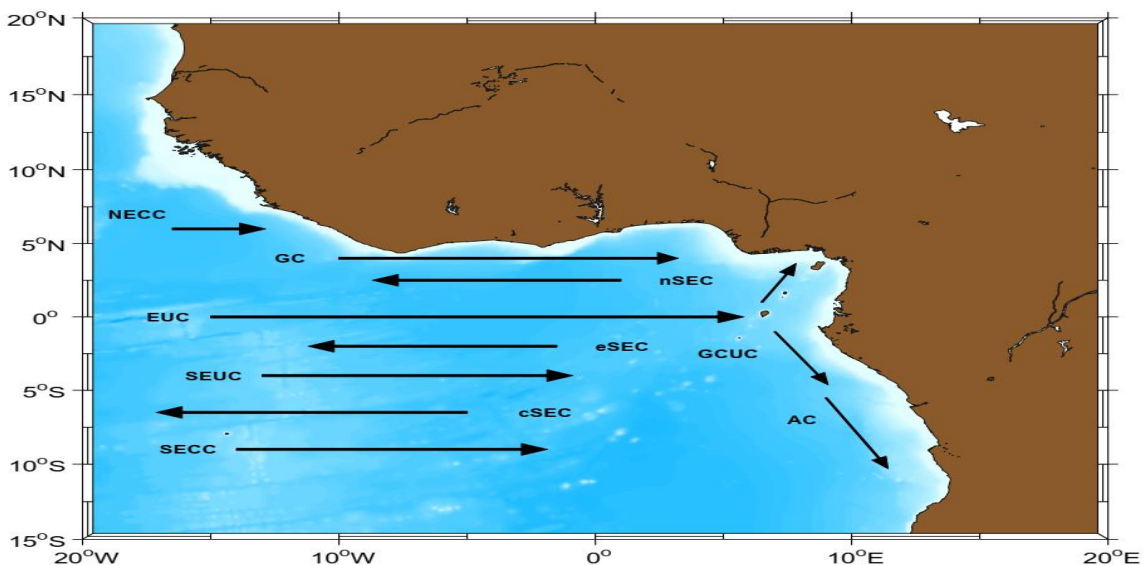
LEF très intense, où l'advection horizontale joue un rôle comparable à celui des processus de mélange verticaux (Coëtlogon et al., 2010; Giordani et Caniaux, 2011; Giordani et al., 2013). Le refroidissement de la LEF est maximal au printemps boréal, pouvant atteindre 7 °C (Weingartner et Weisberg, 1991a).



**Figure 5.** Mécanisme de l'upwelling équatorial (Diakhaté, 2015)

#### I.1.2.5 Circulation océanique: Principaux courants de surface et de subsurface

Le système de circulation (Figure 6) du GG est caractérisé par un ensemble de courants de surface et de subsurface. A savoir le contre-courant équatorial nord (NECC), courant de Guinée (GC), courant équatorial sud (SEC) avec les branches nord (nSEC) et équatoriales (eSEC), sous-courant équatorial (EUC), sous courant Gabon-Congo (GCUC), courant angolais (AC), sous-courant équatorial sud (SEUC), contre-courant équatorial sud (SECC). Une brève description des schémas de circulation du système actuel du GG est donnée dans les paragraphes suivants. Pour une vue d'ensemble détaillée, voir Stramma et Schott (1999).



**Figure 6.** Distribution horizontale des principaux courants de l'Atlantique tropical. Source : (Fischer, 2008)



### **I.1.2.5.1 Circulation de surface: le SEC**

Le principal système de courant de surface qui intéresse directement l'hydrographie de l'Atlantique Equatorial Est (AEE) est le courant équatorial sud (SEC: South Equatorial Current en anglais). Les vents de surface entraînent une circulation vers l'ouest du bassin grâce au SEC.

En effet, ce courant est séparé du courant de Guinée (GC: Guinea Current en anglais) par la convergence tropicale nord le long de 3 °N. Il est situé entre 3 °N et 20 °S d'après Molinari (1982). Il se divise en plusieurs branches avec des vitesses de transport différentes: la branche sud du courant équatorial sud (sSEC: southern branch of the South Equatorial Current), la branche central du courant équatorial sud (cSEC: central branch of the South Equatorial Current) (Molinari 1982; Peterson et Stramma, 1991). Selon Stramma et Schott (1999), le cSEC pourrait être encore séparé en deux branches: la branche équatoriale du courant équatorial sud (eSEC: equatorial branch of the South Equatorial Current) située entre l'équateur et 3 °S et la branche nord du SEC (nSEC: northern branch of the South Equatorial Current) qui coule au nord de l'équateur. Dans le GG, les nSEC et eSEC atteignent la surface jusqu'à une profondeur de 100 m. Leur vitesse moyenne est de 0,35 m s<sup>-1</sup>. Cette branche est située dans une région ayant une forte évaporation avec des salinités moyennes autour de 37‰. Les branches nord et centre sont marquées par des salinités de surface de 36‰. La salinité diminue avec la profondeur et est plus faible que celle de la branche sSEC (Wienders et al., 2000).

### **I.1.2.5.2 Circulation de subsurface**

#### *I.1.2.5.2.1 Sous courant équatorial (EUC)*

Il existe dans la partie ouest du bassin un courant bien connu et décrit par les océanographes appelé le sous courant équatorial (EUC: Equatorial underCurrent en anglais). Il est par contre moins connu dans la partie Est par manque de données pour le décrire de manière efficiente. Ce courant est très puissant et est centré sur l'équateur entre 2 °N et 2 °S. Il traverse l'Atlantique d'Ouest en Est. Des études (Kolodziejczyk et al., 2009) ont montré que la profondeur de ce courant varie selon la longitude, entre 60 et 120 m à 23 °W et entre 25 et 180 m à 10 °W (Figure 7). Sa vitesse maximale de 69 cm s<sup>-1</sup> est atteinte à 0,2 °S autour de 64 m de profondeur. Le transport de EUC semble diminuer d'Ouest en Est avec à 35 °W un transport de 20, 9 Sv et à 26 °W d'environ 13,8 Sv. Néanmoins, à 10 °W, le transport moyen est estimé à 12, 4 Sv avec une forte variabilité comprise entre 7,1 et 31,7 Sv, avec un minimum en novembre et un maximum en août (Kolodziejczyk et al., 2009). Ce courant s'enrichit vers le sud le long des côtes d'Angola et participe à la circulation cyclonique du dôme d'Angola.

#### *1.1.2.5.2.2 Contre courant équatorial sud (SECC)*

Le contre courant équatorial sud (SECC: South Equatorial CounterCurrent) s'écoule vers l'Est, c'est un large courant qui s'étend de la subsurface à 500 m de profondeur (Molinari, 1982). Il est caractérisé par quelques remontées en surface et par une faible vitesse de  $0,1 \text{ m s}^{-1}$ . Il est centré autour de  $9^\circ \text{S}$  et sa région de formation est autour de  $30^\circ \text{W}$  (Peterson et Stramma, 1991). En surface, il est beaucoup plus faible et moins régulier que le contre-courant équatorial nord (NECC: North Equatorial CounterCurrent en anglais). Il est situé principalement en subsurface masqué par le SEC avec un maximum de vitesse entre 100 et 200 m. Pendant l'hiver austral (mai à octobre), dans les 40 premiers mètres, entre  $7^\circ \text{S}$  et  $11^\circ \text{S}$  et  $23^\circ \text{W}$  et  $31^\circ \text{W}$ , il s'écoule vers l'ouest (Molinari, 1983). Le SECC est défini par des eaux chaudes et salées (36,2‰) en surface apportées par la branche sSEC, la salinité diminue avec la profondeur: à 400 m la salinité est de 34,8‰ (Molinari, 1982; Wienders et al., 2000).

#### *1.1.2.5.2.3 Sous courant équatorial sud (SEUC)*

Il existe deux autres sous courants de part et d'autre de l'équateur : le sous courant équatorial nord (NEUC: North Equatorial UnderCurrent en anglais) et le sous courant équatorial sud (SEUC: South Equatorial UnderCurrent en anglais). Ils se situent entre 100 et 1000 m de profondeur et sont centrés respectivement entre  $2\text{-}3^\circ \text{N}$  et  $5^\circ \text{S}$ , avec une vitesse d'environ  $0,2 \text{ m s}^{-1}$ . Le SEUC semble faire surface dans l'Est du GG pendant l'hiver/printemps boréal (Mercier et al., 2003). Proche de la côte africaine, le SEUC tourne vers le Sud et participe avec le SECC au courant d'Angola. Le SEUC contient des eaux enrichies en oxygène originaires du sud qui se nourrissent du courant nord brésilien (NBC: North Brazil Current en anglais). Il est centré autour de  $4^\circ \text{S}$  avec une température de  $2^\circ \text{C}$  à  $20^\circ \text{W}$  à 100 m de profondeur et une salinité inférieure à 36‰. A  $10^\circ \text{W}$ , le SEUC est centré à  $5^\circ \text{S}$  sous 100 m de profondeur avec des vitesses zonales supérieures à  $10 \text{ m s}^{-1}$  et un transport moyen estimé à  $4,3 \text{ Sv}$ . Il est également observé à  $26$  et  $35^\circ \text{W}$  avec des vitesses plus fortes. Les vitesses associées au SEUC à  $10^\circ \text{W}$  ont été observées entre  $4$  et  $7^\circ \text{S}$ . De  $10$  à  $35^\circ \text{W}$ , le cœur du courant se déplace vers le Nord entre  $4^\circ \text{S}$  et  $3^\circ \text{S}$  (Figure 7).

### **I.1.3 CONDITIONS METEOROLOGIQUES**

#### **I.1.3.1 Champ des vents**

La tension du vent sur la surface de l'océan est-elle aussi cruciale pour la dynamique de la couche de mélange. Elle agit comme une source de moment cinétique, ce qui conditionne à la fois le transport horizontal dû aux courants de friction, et l'advection verticale, par le biais du pompage d'Ekman (Michel, 2006). La variabilité spatiale du vent est essentielle pour l'étude de la couche de mélange. Les principales caractéristiques des vents stationnaires, communes à toutes les

climatologies, dans le Pacifique et l'Atlantique sont telles que les alizés (vents d'Est) de part et d'autre de l'équateur sont d'intensité maximale à l'Est des bassins et décroissent sensiblement vers l'Ouest, à mesure qu'ils convergent vers l'équateur.

En hiver (décembre à février), les vents sont faibles à l'équateur, la ZCIT est dans sa position la plus au sud avec des courants de surface faibles. Les alizés sont les plus faibles à l'équateur en janvier quand la ZCIT est dans sa position la plus proche de l'équateur (Wauthy 1983). En été boréal (juin à août), nous assistons à l'excursion méridienne de la ZCIT vers le Nord (autour de 10 °N). La zone de forts vents est maintenant centrée sur l'équateur et l'intensité du vent a fortement augmenté dans toute la bande équatoriale. Le long des côtes du GG, les vents dominants sont alors de Sud-Ouest et engendrent la mousson africaine.

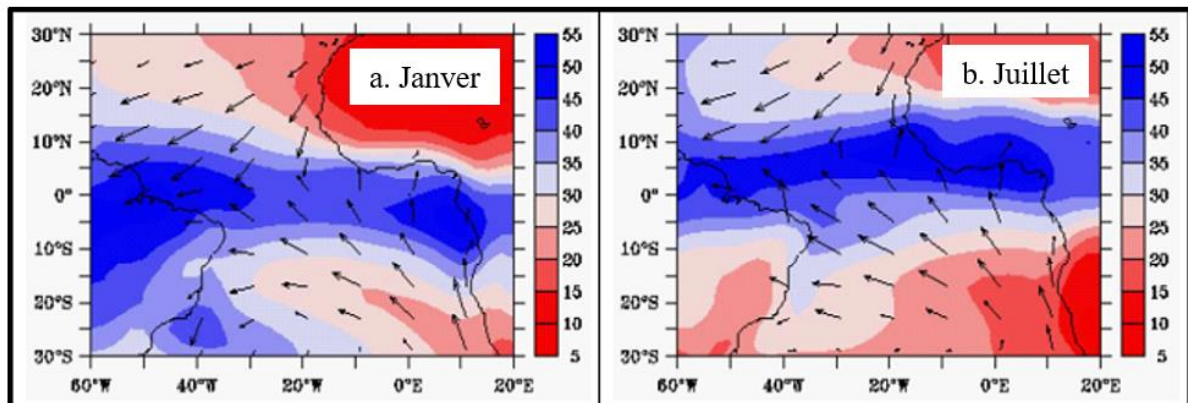
A l'équateur, le refroidissement annuel d'été boréal (juin-août) est lié non seulement à la présence du vent local et du EUC (Houghton et Colin, 1986; Colin et al., 1987) mais également à la distribution du vent le long de l'équateur (Weisberg et Colin, 1986; Colin et Garzoli, 1987). Le vent et la température de surface et de subsurface (les courants marins également) sont aussi cohérents aux échelles de temps inférieures à la saison, tant à l'équateur qu'à la côte (Houghton et Colin, 1987; Colin, 1988; Colin et Garzoli, 1988). Plusieurs travaux (Philander, 1979; Philander et Pacanowski, 1981; 1986), permettent de conclure que la réponse de la couche équatoriale de surface (0-100 m) dans le GG dépend bien de la distribution du vent le long de l'équateur (Colin, 1989).

Les vents varient de façon saisonnière d'une mousson persistante vers le sud-ouest. Dans le GG, les vents du sud modifient le gradient de pression et entraînent un réapprofondissement de la thermocline vers l'est à partir de 10 °W.

### **I.1.3.2 Précipitations et flux d'eau douce**

Les précipitations (P) et l'évaporation (E) jouent en général un rôle mineur dans les processus de mélange de l'océan en surface en modifiant la structure de la densité (Dong et al., 2008). Dans l'Atlantique tropical, l'océan reçoit des précipitations importantes sous la ZCIT avec un bilan (E-P-R) négatif et a un bilan (E-P-R) positif au niveau des gyres subtropicales, en lien avec la subsidence atmosphériques des anticyclones des Açores et de St Hélène (Peter, 2007). Une caractéristique importante de l'Atlantique équatorial est le fort apport d'eau douce par les fleuves Amazone dans la partie Ouest du Congo et du Niger dans sa partie Est. Le cycle saisonnier est assez faible à l'équateur avec un bilan (E-P-R) globalement négatif le long de l'équateur, excepté dans la bande 15 °W-5 °W où le bilan (E-P-R) est positif et faible, en lien à la fois avec la variabilité de la SST et avec celle des vents.

La salinité est aussi une composante importante pour la variabilité de la couche de mélange car le flux d'eau douce induit des variations dans le champ de masse et donc dans le champ de vitesse de l'océan, même si sa contribution est assez faible comparativement à celle du flux de densité lié au flux de chaleur. L'océan échange de l'eau douce avec l'atmosphère et la surface continentale. Dans les régions tropicales, les échanges s'effectuent par l'intermédiaire des apports fluviaux, les précipitations et l'évaporation. Le flux d'évaporation est directement lié au flux de chaleur latente.



**Figure 7.** Précipitations moyennes et tension de vent (Peter, 2007)

### **I.1.3.3 Flux de chaleur à l'interface air-mer**

L'atmosphère et l'océan interchangent de l'énergie, de l'eau et de la quantité de mouvement au niveau de l'interface entre les deux milieux. Les variables échangées sont donc: de l'eau (évaporation, précipitation), le stress du vent, la température de surface de la mer et les flux de chaleur. On s'intéresse ici aux flux à l'interface air-mer car la couche de mélange océanique est le lieu des échanges entre les différents flux (flux de chaleur et d'eau douce) entre l'atmosphère et l'océan. Tous ces flux agissent à la fois sur la température et la profondeur de la couche de mélange (Pookkandy et al., 2016). Les flux de chaleur sont au coeur du couplage entre l'Océan et l'Atmosphère. De même, ils sont l'élément principal de la dynamique de l'atmosphère couplée et sont d'ailleurs à l'origine de la convection profonde.

## **I.2 CONDITIONS BIOGEOCHIMIQUES: SELS NUTRITIFS**

Dans le milieu marin, l'assimilation des nutriments est le commencement de tout réseau trophique et leur distribution dans la colonne d'eau est tributaire de l'activité biologique.

Dans la couche euphotique, les eaux froides et riches en nutriments sont advectées grâce aux upwellings équatoriaux qui représentent des zones importantes de l'océan permettant le développement de nombreux organismes phytoplanctoniques. Au cours de la photosynthèse, le phytoplancton utilise l'énergie lumineuse afin de fixer le dioxyde de carbone et les éléments nutritifs (nitrates, phosphates, silicates, fer, la silice, le zinc, le cobalt, le cuivre, le molybdène, le bore, les vitamines b1, b12 et h) pour synthétiser sa matière organique. A la mort des organismes,

la matière organique sédimente le long de la colonne d'eau et, est lentement dégradée par l'activité bactérienne qui consomme l'oxygène dissous dans l'eau ou au niveau des sédiments situés au-dessus du plateau et du talus continental. Il en résulte un appauvrissement des concentrations en nutriments près de la surface et un enrichissement des eaux profondes induit par l'accumulation de nutriments suite à une sédimentation des déchets organiques par dépôt ultime dans les couches plus profondes de l'océan (Oudot, 1983), et une situation inverse pour l'oxygène.

Des études menées par des tests biologiques ont montré que ceux susceptibles de limiter la croissance du phytoplancton sont le fer. En effet, ces éléments seraient souvent en quantités excédentaires par rapport aux besoins de croissance des cellules. Mais le contrôle le plus fréquent de cette croissance est surtout fait de l'azote (N), du phosphore (P) et du silicium (Si) (Dufour et Slepoukha, 1981; Aminot et Chaussepied, 1983). Pour Dufour et Slepoukha (1981), les variations sont surtout attribuées aux formes minérales appelées sels nutritifs dans la solution de l'eau de mer.

### **I.2.1 DEFINITION**

Par définition, les sels nutritifs sont des constituants minéraux dissous dans l'eau de mer et impliqués dans le métabolisme des êtres vivants. Cette définition "sels nutritifs" s'applique traditionnellement à plusieurs formes de composés minéraux qui sont pour l'azote (N): les ions nitrates ( $\text{NO}_3^-$ ), nitrites ( $\text{NO}_2^-$ ), et ammonium ( $\text{NH}_4^+$ ), pour le phosphore (P): l'ion phosphate ( $\text{PO}_4^{3-}$ ) et pour le silicium, l'ion silicate ( $\text{SiO}_4^-$ ) (Aminot et Chaussepied, 1983). Leur distribution spatio-temporelle est assurée par les organismes vivants. Les sels nutritifs, à l'instar des autres constituants dissous dans l'eau, sont transportés d'une position à une autre par les advections verticales et horizontales où ils sont échangés d'une masse d'eau à une autre par diffusion turbulente. Ces matières minérales peuvent aussi résulter de l'activité humaine au travers de rejets non contrôlés dans l'environnement; ce sont par exemple des ions nitrates susceptibles de provenir d'exploitations agricoles (Ngaram, 2011).

En mer, en général, les teneurs en sels nutritifs sont comprises entre 0,1 et 3,6  $\mu\text{mol L}^{-1}$  pour  $\text{NO}_2^-$  et 3,7  $\mu\text{mol L}^{-1}$  pour  $\text{NH}_4^+$  0,1 et 8  $\mu\text{mol L}^{-1}$  pour  $\text{NO}_3^-$  et 0,1 et 1,5  $\mu\text{mol L}^{-1}$  pour  $\text{PO}_4^{3-}$ . En août, des valeurs plus élevées sont observées pour les nitrates entre 12,6 et 20,4  $\mu\text{mol L}^{-1}$  correspondant certainement à un phénomène de remontée d'eaux profondes (Abé, 2005).

### **I.2.2 SELS DE PHOSPHORE**

Dans la terre primitive, tout le phosphore se trouvait dans les roches ignées. C'est par altération superficielle de ces dernières sur les continents que le phosphore a été progressivement transféré vers les océans. La nature des formes phosphorées dans les eaux de mer est très complexe et se

trouve sous forme minérale dissoute (Moutin, 2000). Après précipitation sur les sédiments du fond, il peut être libéré sous forme de phosphates solubles si les conditions redox le permettent, ce qui dépend essentiellement de la présence d'oxygène. Le cycle du phosphore est unique parmi les cycles biogéochimiques puisqu'il ne possède pas de composante gazeuse. Toutes les différentes formes de ce sel de phosphore sont sous formes d'orthophosphates de formules  $H_nPO_4^{(3-n)-}$ . Les formes les plus couramment rencontrées dans l'eau de mer sont  $PO_4^{3-}$  et le  $HPO_4^{2-}$ , le  $PO_4^{3-}$  étant la forme facilement assimilable par le phytoplancton.

Le phosphore est important dans la vie puisqu'il joue un rôle capital dans la biosynthèse des acides nucléiques (ARN et ADN). Il intervient également dans la synthèse des molécules riches en énergie adénosine triphosphate (ATP). Le phosphore est dans la plupart des cas, le premier facteur de l'eutrophisation, car il est facilement contrôlable, la part d'origine diffuse étant faible. Les teneurs en phosphates sont généralement assez faibles à la surface en milieux océaniques et côtiers non pollués (0 à 1  $\mu\text{mol L}^{-1}$ ). Les teneurs augmentent avec la profondeur, en dessous de la zone euphotique ou lorsque l'on se rapproche des estuaires où des concentrations très élevées peuvent être atteintes. Ces fortes concentrations, indices d'un enrichissement d'origines domestique et agricole, sont considérées comme étant à la base du phénomène d'eutrophisation. Lorsque le phosphore est consommé par le phytoplancton, les concentrations deviennent très faibles si bien qu'il reste indétectable.

### **I.2.3 SELS D'AZOTE**

#### **I.2.3.1 Concentration en nitrates**

L'ion nitrate ( $NO_3^-$ ) est la forme oxydée stable de l'azote en solution aqueuse. Cet ion ne présente pas de faculté de complexation ou d'adsorption. Il entre dans le cycle de l'azote comme support principal de la croissance du phytoplancton. Il est ensuite régénéré, à partir des formes organiques, par les bactéries lorsque la vitesse de régénération devient inférieure à la vitesse d'utilisation, les ions nitrates deviennent un facteur limitant de la croissance des algues et leur concentration reste souvent inférieure aux limites de détection de l'analyse (cas du milieu océanique superficiel ou des eaux côtières) pendant l'été.

Dans le GG, le cycle saisonnier des concentrations en chlorophylle est lié au cycle saisonnier des nutriments principalement, la lumière n'étant pas un facteur limitant majeur dans cette zone, exception faite en milieu côtier et près des grands fleuves comme le Congo.

Le cycle saisonnier des nitrates présente un minimum de nutriments dans les 30 premiers mètres en hiver, inférieur à 0,1  $\text{mmol m}^{-3}$  par exemple en janvier 1980 et avec un maximum dans les 30 premiers mètres en été supérieur à 1  $\text{mmol m}^{-3}$ . Le début de la nitracline (gradient principal en

nitrate) suit aussi ce cycle saisonnier avec une profondeur plus importante en hiver par rapport à l'été. En revanche, les eaux océaniques profondes sont riches en nitrates (jusqu'à environ  $40 \mu\text{mol L}^{-1}$ ) qui peuvent venir enrichir les couches supérieures dans les zones de remontée d'eau. En eaux côtières, les concentrations hivernales sont de l'ordre de  $10$  à  $15 \mu\text{mol L}^{-1}$ , la production primaire étant négligeable. Dans les estuaires, lorsque la salinité décroît, l'effet des apports terrigènes devient important et les concentrations peuvent atteindre, aux faibles salinités, plusieurs centaines de micromoles par litre. Ils proviennent pour l'essentiel du lessivage des sols par les eaux de pluie et de ruissellement. La teneur en matières minérales dissoutes peut varier du milligramme par litre, pour les eaux classées douces, à plusieurs grammes par litre, pour les eaux les plus saumâtres des mers ou océans Ngaram (2011).

Généralement, les distributions verticales de nitrate présentent une zone de fort gradient en profondeur appelée nitracline, dont les caractéristiques (profondeur, pente) varient dans les zones euphotiques en raison de l'effet combiné des processus physiques et biologiques. La nitratocline (zone à fort gradient de nitrates) résulterait de l'équilibre entre la production primaire qui consomme des sels nutritifs et les échanges verticaux (advection et turbulence) qui se traduisent par un flux vertical de sels nutritifs vers la surface (Voituriez et Herbland, 1977).

### **I.2.3.2 Concentration en nitrites**

Dans le cycle de l'azote, les ions nitrites ( $\text{NO}_2^-$ ) sont des intermédiaires fugaces entre l'azote ammoniacal ( $\text{NH}_4^+$ ) et les ions nitrates ( $\text{NO}_3^-$ ). Les concentrations généralement trouvées dans les eaux naturelles, douces, saumâtres, marines, vont de zéro à quelques  $\mu\text{mol L}^{-1}$  de nitrites.

Dans les eaux estuariennes où on trouve de faibles teneurs en oxygène, la réduction des ions nitrates peut entraîner des concentrations en nitrites supérieures à  $5 \mu\text{mol L}^{-1}$ . La richesse en matière organique de ces zones est généralement à l'origine de ce phénomène. Les zones de forte production primaire, telles que les zones d'upwelling, sont enrichies en nitrites provenant de l'excrétion directe ou de l'oxydation des composés azotés excrétés par les organismes vivants (Monnet, 1972). Les teneurs maximales s'observent en début de saison des pluies.

Dans les eaux océaniques, les concentrations sont extrêmement basses (souvent moins de  $0,1 \mu\text{mol L}^{-1}$ ): en eaux côtières elles sont de l'ordre de  $0,5$  à  $1 \mu\text{mol L}^{-1}$  en hiver et peuvent chuter à moins de  $0,01 \mu\text{mol L}^{-1}$  en été, suivant ainsi le cycle d'utilisation de l'azote par le phytoplancton. Des concentrations élevées de nitrite en milieu océanique sont possibles, dues à plusieurs types de phénomènes. Un premier maximum se situe à la limite de la zone euphotique au niveau du gradient de nitrate (Kiefer et al., 1976) et parfois un maximum secondaire, plus profond, est associé au

minimum d'oxygène (Fiadeiro et Striokland, 1968). Des valeurs de plus de  $2 \mu\text{mol L}^{-1}$  peuvent alors être observées.

### **I.2.3.3 Concentration en ammonium**

L'ammonium est la forme cationique et dominante de l'azote minéral combiné dans l'eau de mer. L'azote ammoniacal est présent sous deux formes en solution, l'ammoniac ( $\text{NH}_3$ ) et l'ammonium ( $\text{NH}_4^+$ ) dont les proportions relatives dépendent du pH, de la température et de la salinité. L'ammonium est souvent assimilé préférentiellement par le phytoplancton et régénéré principalement par le biais de l'excrétion zooplanctonique (Spencer, 1975). L'azote ammoniacal provient des excréments animaux et de la décomposition bactérienne des composés organiques azotés. Les concentrations de l'ammonium sont très variables en fonction du lieu et de la saison. En eaux côtières non polluées et en milieu océanique, les concentrations sont généralement inférieures à  $1 \mu\text{mol L}^{-1}$ . Dans les estuaires les concentrations augmentent traduisant ainsi l'influence des rejets urbains ou agricoles. Les eaux profondes ne contiennent pas d'ammonium, celui-ci ayant été oxydé, excepté en milieux anoxiques (Koroleff, 1976).

### **I.2.4 FACTEURS DE DISTRIBUTION VERTICALE DES NUTRIMENTS DANS LA COUCHE OCEANIQUE**

Plusieurs travaux menés dans le GG ont tenté d'expliquer les distributions en nutriments et chlorophylle. Les processus couplés physique-biogéochimie impliqués sont: apport de nutriments et de chlorophylle par l'upwelling côtier associé à l'advection zonale (Oudot et Morin, 1987), par l'upwelling équatorial (Voituriez, 1980; Oudot, 1983), par le sous courant équatorial (Voituriez 1983) donc la dynamique équatoriale et ondes associées, diffusion et ou mélange vertical liés aux flux d'eau douce, de chaleur et de vents à l'interface océan-atmosphère ainsi que le cisaillement induit par les différents courants présents dans cette région (Voituriez et Herbland, 1977; Jouanno et al., 2011b).

Le maximum primaire de nitrite est partout présent dans la couche pycnoclinale de l'océan tropical (Hisard et Piton, 1969; Hattori et Wada, 1971). Quelle que soit l'influence de la circulation sur la distribution du nitrite, la présence systématique de ce maximum primaire dans les régions tropicales implique qu'il y a partout production *in situ* de nitrite et incline à penser qu'il a partout la même origine. Origine que l'on devrait reconnaître en comparant sa distribution dans les différentes situations hydrologiques rencontrées. En revanche l'origine du maximum primaire que l'on rencontre partout associé à la thermocline (Hisard et Piton, 1969) est encore controversée. Les processus possibles de production de nitrite sont (1) l'oxydation bactérienne de l'ammoniaque, (2)



l'excrétion du nitrite par le phytoplancton, (3) la réduction du nitrate par les bactéries réductrices. Ils ont tous été invoqués pour expliquer la formation du maximum primaire de nitrite.

En général, dans la plupart des régions océaniques, les concentrations en nutriments des eaux de surface sont très faibles, et même inférieures aux limites de détection pour les  $\text{NO}_3^-$  et les  $\text{PO}_4^{3-}$ . L'essentiel de l'enrichissement en nutriments dans les couches superficielles est donc assuré par les couches profondes. Dans la couche de mélange océanique, l'épuisement en sels nutritifs est réparti uniformément car le mélange vertical disperse les effets de la photosynthèse à travers toute la colonne d'eau. Cependant, lorsqu'une stratification thermique prend place, l'épuisement en sels nutritifs se limite à la couche au-dessus de la thermocline. Le réapprovisionnement des eaux de surface en nutriments s'effectue alors par des processus supplémentaires.

Les mécanismes physiques permettant d'alimenter les couches de surface en nutriments comprennent: (1) l'approfondissement de la couche de mélange, et plus particulièrement le maximum annuel de la profondeur de la couche de mélange, est considérée comme le principal facteur abiotique contrôlant la dynamique du phytoplancton (Sverdrup et al., 1942); (2) la diffusion turbulente, limitée par la stratification de la colonne d'eau (Gill, 1982) et dont la contribution est supposée relativement faible dans la plupart des régions océaniques (Moutin et Raimbault, 2002; Johnson et al., 2010; Tagliabue et al., 2014), (3) les upwellings côtiers (Strickland et al., 1969), (4) les structures tourbillonnaires de mésoéchelle supposées être une source importante de nutriments en surface dans les environnements oligotrophes (Falkowski et al., 1991; McGillicuddy et Robinson, 1997). Cullen et al. (2002) cités par de Fommervault (2015) ont indiqué que les ondes internes sont une autre composante essentielle des mouvements océaniques de mésoéchelle. Omniprésentes dans l'environnement marin, elles peuvent provoquer des injections de nutriments en subsurface, mais leurs flux restent difficiles à quantifier (Sharples et al., 2007). Les apports externes comprenant les ruissellements côtiers, les apports fluviaux, le transport éolien et les apports atmosphériques secs et humides (Berner et Berner, 1987; Seitzinger et al., 2005; Mahowald et al., 2008).

### **I.2.5 DEFINITIONS ET CRITERES DE DETERMINATIONS DE LA NITRACLINE**

Dans une colonne d'eau stratifiée, la nitracline est une couche où la concentration de nitrate augmente en dessous de la couche supérieure appauvrie en nutriments, présentant un fort gradient vertical dans la zone euphotique (Gong et al., 2017).

En effet, pour déterminer la profondeur de la nitracline, au cours de leur étude dans la méditerranée, Martin et Pondaven (2003) et Lavigne et al. (2013) ont utilisé une méthode où la concentration atteint un certain seuil prescrit en l'occurrence 0,05; 0,1; 1 ou 12  $\text{mmol m}^{-3}$ .

Pour Hickman et al. (2012) la nitracline est la première profondeur où le nitrate peut être détectée. La relation nitrate-densité a également été utilisée pour trouver la profondeur de la nitracline (Omand et Mahadevan, 2015). Il a été montré que cette relation peut être utilisée à la fois sur de petite échelles comme sur une échelle globale.

Dans le GG spécifiquement, les études de Voituriez et Herbland (1984) ont utilisé la profondeur où le nitrate atteint  $1 \text{ mmol m}^{-3}$  comme la profondeur de la nitracline.

### **I.3 COUCHE DE MELANGE OCEANIQUE**

Le sujet de ce mémoire étant l'étude de la relation entre la distribution des nitrates dans la couche de surface et la variabilité de la profondeur de la couche de mélange de l'océan en particulier en Atlantique Equatorial Est (Golfe de Guinée), il est temps de définir ce qu'est exactement une couche de mélange. Mais avant d'aborder ce sujet, voyons d'abord les différentes couches de l'océan.

#### **I.3.1 DIFFERENTS TYPES DE COUCHES OCEANIQUES**

Diverses définitions de la MLD sont toutes aussi pertinentes, car plusieurs types de couches de mélange peuvent exister simultanément (Heuzé, 2011) avec chacune sa caractéristique qui lui est propre (Figure 9). On peut citer:

##### **I.3.1.1 Couche de mélange diurne**

C'est la couche comprise entre la surface et 10 m de profondeur. En général, cette couche de mélange instantanée (Michel, 2006) est intégrée à la couche de mélange. Néanmoins, elle s'en distingue par une plus grande sensibilité aux conditions atmosphériques: l'ensoleillement et le vent modifient facilement ses paramètres.

##### **I.3.1.2 La couche de mélange (saisonnnière ou interannuelle)**

Cette couche est épaisse de quelques mètres à quelques centaines de mètres. Cette couche est relativement homogène en température ou en densité (que l'on considère comme étant la température ou la densité de surface de la mer) grâce au brassage permanent par le vent et les vagues. C'est de cette couche qu'il est question dans ce mémoire de thèse et sa profondeur sera donc appelée MLD dans la suite de ce rapport comme dans de celui de Klinger et Haine (2015).

##### **I.3.1.3 La thermocline**

La thermocline est une couche très fine où les changements de température y sont brutaux. La température peut en effet perdre jusqu'à  $20 \text{ }^\circ\text{C}$  en quelques mètres à peine. A cause du fort gradient de densité entre ses deux extrémités, elle peut être considérée comme une barrière par les espèces vivant dans l'océan.

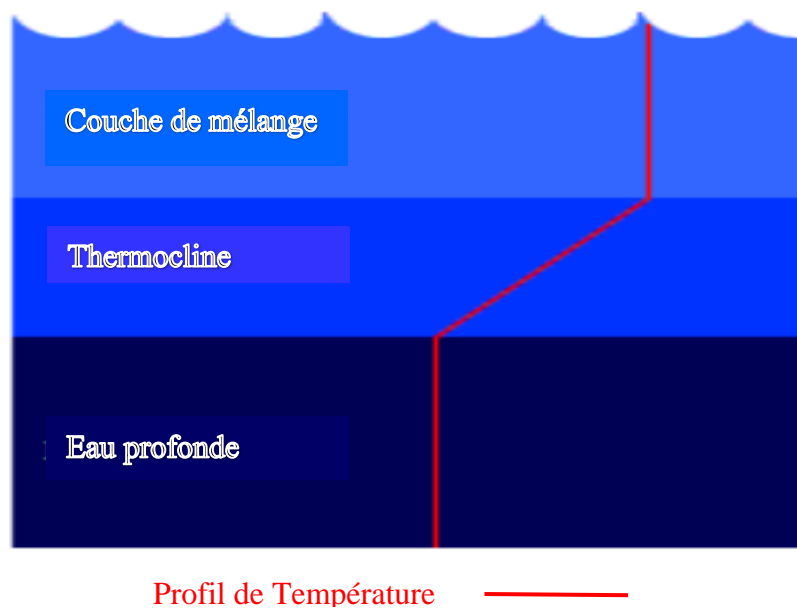
La thermocline est moins profonde dans la partie orientale du bassin et les variations saisonnières de la SST sont plus importantes dans le GG que dans l'Atlantique tropical occidental (Merle, 1978). La thermocline pendant l'upwelling permet aux processus de mélange et d'entraînement de refroidir la couche de mélange, conduisant à l'apparition saisonnière d'une langue froide dans le bassin oriental (Wang et Carton, 2003).

#### **I.3.1.4 L'océan profond**

C'est de loin la couche la plus épaisse de l'océan. Elle peut atteindre une dizaine de kilomètres dans les points les plus profonds de la Terre. La température y est à nouveau quasi homogène. Dans cette couche, la température est proche de zéro.

#### **I.3.1.5 Les eaux de fond**

Ces eaux sont encore plus denses que les eaux profondes. Leur température potentielle (la température débarrassée des effets de la pression, non négligeable à cette profondeur) y est inférieure à 0 °C.



**Figure 8.** Les trois couches principales de l'océan et leurs caractéristiques. Source : (Heuzé, 2011)

#### **I.3.2 DEFINITION DE LA MLD**

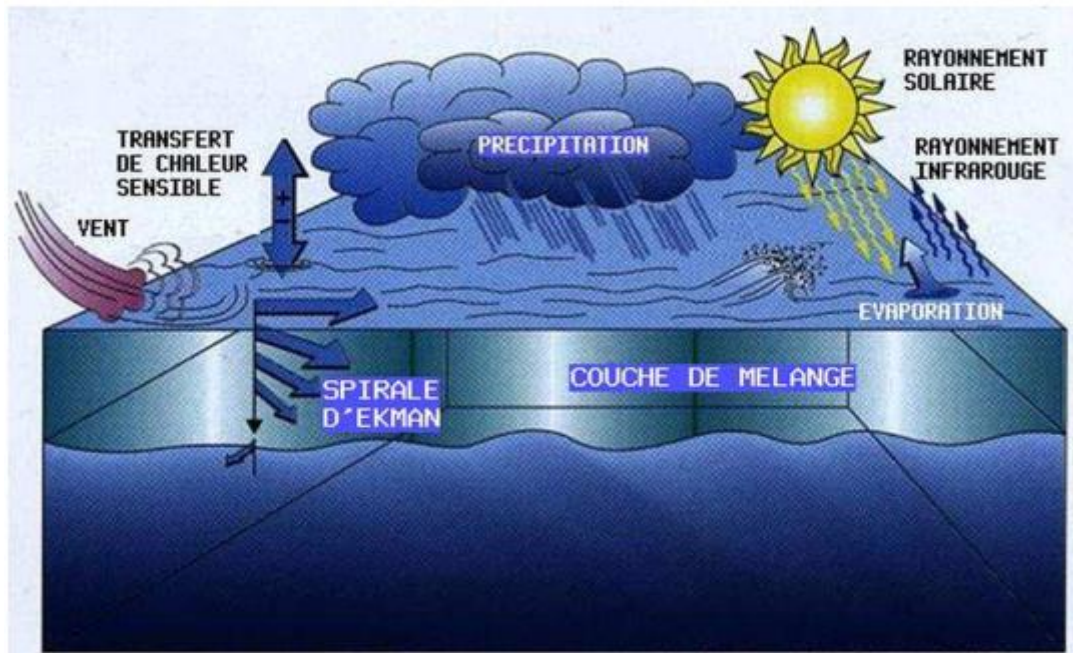
La MLD est définie comme la profondeur de la couche de surface dans laquelle les caractéristiques en température, salinité et densité sont verticalement homogènes jusqu'à une certaine profondeur intégrées dans la couche superficielle (de Boyer Montégut et al., 2004; Wang et al., 2004; Holte et Talley, 2009). En réalité, cette couche n'est pas parfaitement homogène et on la définit comme la couche dans laquelle la différence en température ou densité par rapport aux conditions de surface n'excède pas un certain seuil de 0,5 °C en température (Peter, 2007). La tranche brassée de l'océan

ou «Mixed Layer» (ML), est relativement homogène et peut être définie via un seul paramètre, comme étant la tranche dont la température est égale à celle mesurée à 10 m de profondeur  $\pm 0,2$  °C (de Boyer Montégut et al., 2004). Elle est l'interface directe entre l'atmosphère, située au-dessus, et les eaux de la thermocline, situées en dessous (Apetcho, 2011). L'état et la composition de la partie supérieure de l'océan sont largement gouvernés par les conditions régnant dans l'atmosphère sus-jacente. L'influence de l'atmosphère, de la température-insolation, de l'évaporation-pluviosité, des vents-vagues, gouvernent les échanges entre les deux réservoirs et se fait sentir jusqu'à une profondeur (variable) de quelques centaines de mètres. Son épaisseur varie de quelques mètres à quelques centaines de mètres et dépend notamment de la force de tension de vents et des flux à l'interface océan-atmosphère.

### **I.3.3 PROPRIETES CARACTERISTIQUES DE LA COUCHE DE MELANGE**

#### **I.3.3.1 Processus physiques à l'origine de la MLD**

Les processus qui induisent des variations de la couche de mélange océanique sont multiples. La Figure 9 résume et illustre les différents processus en jeu sur la variabilité de la couche de mélange. Parmi ces processus, on peut citer: le forçage de surface, l'advection latérale, les vagues (Brainerd et Gregg, 1995), les flux de chaleur, les précipitations, la tension du vent, la circulation de Langmuir, les ondes internes entre autres. Du fait que cette profondeur n'est jamais parfaitement mélangée et qu'elle dépend fortement de la turbulence océanique (Brainerd et Gregg, 1995; Wang et Huang, 2004), il arrive qu'on fasse une distinction entre couche de mélange (définie plus haut) et couche mélangée (déterminée à partir de la turbocline). La profondeur de la couche de mélange établit le volume d'eau sur lequel le flux de chaleur de surface est réparti (Chen et al., 1994; Ohlmann et al., 1996).



**Figure 9.** Principaux facteurs affectant la couche de mélange. Source: Michel (2006)

### **I.3.3.2 Caractéristiques de la MLD en fonction des saisons et des régions**

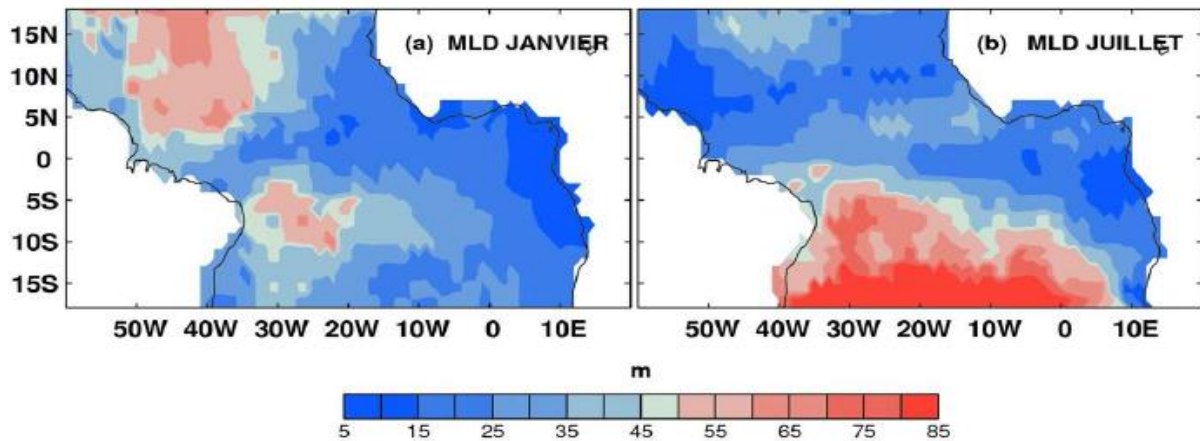
La profondeur de la couche de mélange est un paramètre important pour déterminer comment l'océan et l'atmosphère interagissent. Il est donc utile de connaître sa variabilité spatio-temporelle, allant de la variabilité diurne (Brainerd et Gregg, 1995) à la variabilité interannuelle, y compris la variabilité saisonnière et intrasaisonnière (Kara et al., 2003a; McCreary et al., 2001) *in de Boyer Montégut et al. (2004).*

La MLD peut être inférieure à 20 m ou même être absente pendant l'été. Elle peut atteindre plus de 500 m pendant l'hiver (Monterey et Levitus, 1997; Marshall et Schott, 1999).

Dans l'Océan Indien, on retrouve un cycle semi-annuel lié à la mousson, avec des maxima de 100 m en août et 90 m en janvier.

En Atlantique, elle est de quelques dizaines de mètres dans les régions équatoriales et peut atteindre 80 m vers 15 °N, 45 °W en hiver et plus de 85 m en été boréal au sud de 10 °S (Figure 10). Les maxima se trouvent dans les régions de formation d'eau profonde de l'Atlantique Nord, atteignant 500 m dans la Mer du Labrador et 700 m dans les Mers du Groenland, d'Islande et de Norvège (GIN). En Atlantique tropical équatorial les profondeurs de la couche de mélange du bassin Est sont très faibles comparées à celles de la partie Ouest du bassin (Figure 10). Elle est comprise entre 15 et 20 m pendant une bonne partie de l'année, les maxima étant compris entre 30 et 40 m d'après les données de campagne PIRATA et EGEE (Wade, 2010).

Dans le GG, le cycle saisonnier de la MLD à l'équateur est caractérisé par une remontée vers la surface au printemps boréal (1<sup>er</sup> mars au 31 mai) et un approfondissement en automne boréal (1<sup>er</sup> septembre au 30 novembre) quand la température de surface tend à se réchauffer.



**Figure 10.** Climatologie des profondeurs de la couche de mélange (m) dans l'océan Atlantique tropical. Source: Climatologie de de Boyer Montégut et al. (2004)

Dans le Pacifique équatorial Ouest, la MLD atteint 50 m en été, mais cette région peut receler des couche-barrières, pendant que dans l'Océan Austral (45 °S-60 °S), la MLD présente un cycle saisonnier marqué, avec des valeurs dépassant 300 m en hiver et réduites à 70 m en été. Au Sud de 60 °S, le cycle saisonnier apparaît plus faible, avec une MLD variant de 100 m à 30 m. Elle atteint 500 m dans les Mers de Weddell et de Ross, probablement à cause de la convection.

#### **I.3.4 IMPORTANCE DE L'ETUDE DE LA PROFONDEUR DE LA COUCHE DE MELANGE (MLD)**

La couche de mélange est importante pour une variété de processus océaniques en l'occurrence dans l'étude du système climatique puisqu'elle joue un effet tampon entre l'atmosphère et les eaux profondes océaniques (Peter, 2007). Elle est le lieu d'échanges de différents flux (Schneider et Müller, 1990) entre l'atmosphère et l'océan. La couche de mélange océanique est la manifestation des processus vigoureux de brassage turbulent qui sont actifs à la surface de l'océan (de Boyer Montégut et al., 2004). Le transfert de masse, de quantité de mouvement et d'énergie à travers la couche de mélange fournit la source de presque tous les mouvements océaniques. L'épaisseur de la couche de mélange détermine la quantité de chaleur et l'inertie mécanique de la couche qui interagit directement avec l'atmosphère (de Boyer Montégut et al., 2004). Elle contrôle également la productivité biologique et la force du mélange turbulent à l'intérieur de la couche de mélange.

En outre, la présence permanente de la stratification sous la couche de mélange limite son influence sur les couches plus profondes (Schneider et Müller, 1990). Elle régule l'entraînement des nutriments des couches les plus profondes (Liu, 2009) vers la surface.

La MLD a un impact très important sur la dynamique du phytoplancton (Lavigne et al., 2013) en contrôlant la lumière et la disponibilité des nutriments (Phlips et al., 1997). Dans les régions où la lumière est abondante, l'approfondissement de la couche de mélange peut apporter plus de nutriments à la couche euphotique (la couche où la lumière est suffisante pour soutenir la photosynthèse) et peut entraîner une augmentation de la production biologique. Aussi, selon Doney (2006) la biosynthèse réalisée par le phytoplancton grâce à la lumière a lieu essentiellement dans la MLD. Dans les régions où la lumière est limitée, l'approfondissement de la couche de mélange peut entraîner un déplacement accru des nutriments vers la couche superficielle grâce aux effets combinés de l'augmentation de l'intensité des vents et de l'upwelling.

De plus, de part sa position dans les couches supérieures de la mer, elle constitue le premier maillon dans lequel se produit la pollution océanique (Nerentorp Mastromonaco et al., 2017).

La détermination de la MLD présente un défi majeur, car les méthodes et critères d'étude proposés continuent d'être discutés. La section suivante présente quelques méthodes mises en œuvre en vue de sa détermination.

### **I.3.5 INVENTAIRE DES METHODES DE DETERMINATION DE LA MLD**

L'intérêt général pour les processus actifs dans la couche de mélange a engendré de nombreuses définitions de la couche de mélange, ainsi qu'un nombre correspondant de méthodes pour déterminer sa profondeur.

#### **I.3.5.1 Méthodes basées sur la température ou la densité**

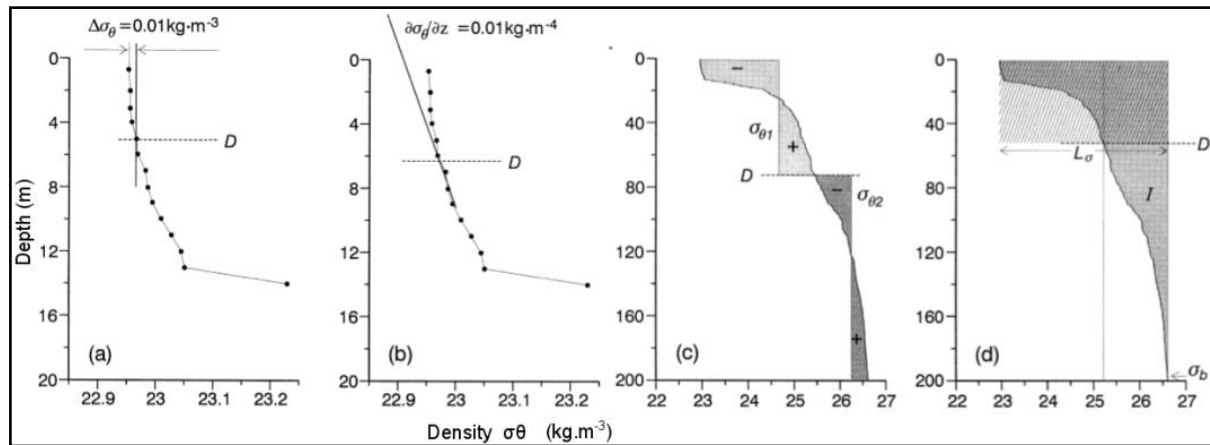
Pour déterminer la MLD plusieurs auteurs tels que de Boyer Montégut et al. (2004), Lorbacher et al. (2006) ont utilisé des profils de température, de salinité ou de densité. Pour prendre en compte à la fois les effets de la température et de la salinité, Kara et al. (2003) ont proposé les profils verticaux de densité potentielle pour déterminer la MLD. Dans la pratique, la plupart des études concernant la détermination de la MLD utilisent les profils verticaux de température vue leur grande disponibilité. Mais, en réalité, ce critère détermine la profondeur de la couche isotherme (ILD: Isothermal Layer Depth en anglais) comme dans le cas de Obata et al. (1996). Dans la plupart des régions océaniques, cette ILD correspond en général à la MLD à cause d'une thermocline forte et d'une faible présence de sel (Araujo et al., 2011). Mais à côté de ces zones où l'ILD semble être identique à la MLD, il ya des régions où ces deux couches sont différentes (Kara et al., 2003) car ces régions sont le lieu d'une stratification importante due à une présence importante de sel ou d'une évaporation significative. Dans ce cas les méthodes basées sur la densité potentielle semblent mieux déterminer la MLD (Levitus, 1982; Lee et al., 2000).

### I.3.5.2 Méthode de seuil et de gradient

Les méthodes de détermination de la MLD sont regroupées au sein de deux types, à savoir, les méthodes de seuil et les méthodes de gradient.

La méthode de seuil définit deux valeurs de référence : un niveau de référence près de la surface ( $Z_{ref}$ ) et un seuil de différence d'une propriété choisie (densité potentielle, température potentielle, salinité, oxygène). Pour cette méthode, la MLD est la profondeur à laquelle la propriété change de la valeur seuil par rapport à celle de la profondeur  $Z_{ref}$ .

La méthode de gradient a un fonctionnement proche de celui de la méthode de différence seuil. Pour utiliser cette seconde méthode, on suppose qu'il existe un fort gradient à la base de la couche de mélange et on cherche les valeurs critiques de gradient. Dans cette méthode la MLD est définie comme la profondeur à laquelle le gradient en température ou en densité a augmenté d'une valeur seuil. Les gradients de densité communément utilisés sont compris entre  $0,0005$  et  $0,05 \text{ kg m}^{-4}$  et les gradients de température sont de l'ordre de  $0,025 \text{ }^\circ\text{C m}^{-3}$  (Dong et al., 2008). La Figure 11 donne quelques exemples de méthodes et critères utilisés pour l'estimation de la MLD à partir de la densité : (a) la méthode de seuil et un critère de  $0,01 \text{ kg m}^{-3}$ , (b) la méthode de gradient avec un critère de  $0,01 \text{ kg m}^{-4}$ , (c) la méthode des moindres carrés à 2 segments avec  $Z_a = 10 \text{ m}$  et  $Z_b = 200 \text{ m}$ , (d) l'échelle de profondeur intégrale avec  $Z_a = 10 \text{ m}$  et  $Z_b = 200 \text{ m}$ .



**Figure 11.** Estimation de la MLD ( $D$ ) sur un profil de densité d'été situé à l'ouest de l'île de Vancouver (Thomson et Fine, 2003)

Les méthodes de seuils et de gradient sont limitées par leur dépendance à la valeur de référence en surface et le choix de la valeur du seuil. L'utilisation de l'une ou l'autre des ces méthodes est tributaire de l'étude que l'on souhaite faire avec cette méthode (étude régionale, globale) et des caractéristiques de la zone d'étude. Les plus communément utilisées à ce jour sont celles basées sur les différences de seuil. Le Tableau 1 montre la diversité des critères qui peuvent être choisis et les méthodes employées pour les choisir.



Enfin, la valeur du critère dépend du phénomène physique étudié. Les critères de de Boyer Montégut et al. (2004) ( $\Delta T = 0,2 \text{ }^\circ\text{C}$  et  $\Delta\sigma_0 = 0,03 \text{ kg m}^{-3}$ ) ont été utilisés pour établir une climatologie globale de la couche de mélange saisonnière.

**Tableau 1.** Critères utilisés pour définir la MLD avec la méthode seuil de de Boyer Montégut et al. (2004)

Auteurs et zones d'étude	Profils	Critère seuil de MLD	Z <sub>ref</sub> :	Choix du critère
<b>Sprintall et Roemminch (1999). océan Pacifique</b>	ind	$\Delta T = 0,1 \text{ }^\circ\text{C}$ $\Delta\sigma_0 = \frac{\partial\sigma_0}{\partial T}\Delta T$ , avec $\Delta T=0,1 \text{ }^\circ\text{C}$	10 m	Observation directe avec plus de 1000 profils
<b>Kara et al. (2000). Océan Global</b>	moy	$\Delta T = 0,8 \text{ }^\circ\text{C}$ $\Delta\sigma_0 = \sigma_0(T+\Delta,ST) - \sigma_0(T,S)$ , avec $\Delta T=0,8 \text{ }^\circ\text{C}$	10 m	comparaison statistique avec les données des stations météorologiques
<b>Monterey et Levitus (1997). Océan Global</b>	moy	$\Delta T = 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ $\Delta\sigma_0 = 0,125 \text{ kg m}^{-3}$	0 m	$\Delta\sigma_0$ correspond aux caractéristiques de la masse d'eau en mode subtropical dans le nord de l'Atlantique. $\Delta T = \Delta\sigma_0$ entre 17 à 19 $^\circ\text{C}$ et S = 35 psu
<b>Brainerd et Gregg (1995). Océan Pacifique</b>	ind	$\Delta\sigma_0 = 0,05 \text{ à } 0,5 \text{ kg m}^{-3}$	0 m	Observation directe de la longueur excessive
<b>Suga et al. (2004). Pacifique nord</b>	ind	$\Delta\sigma_0 = 0,125 \text{ kg m}^{-3}$	10 m	Arbitraire
<b>Thomson et Fine (2003). Pacifique nord</b>	ind	$\Delta\sigma_0 = 0,01 \text{ à } 0,03 \text{ kg m}^{-3}$	2,5 m	Arbitraire
<b>Weller et Plueddeman (1996). Pacifique nord</b>	ind	$\Delta\sigma_0 = 0,03 \text{ kg m}^{-3}$	10 m	Arbitraire
<b>Schneider et Müller (1990). Pacifique tropical</b>	ind	$\Delta\sigma_0 = 0,01 \text{ ou } 0,03 \text{ kg m}^{-3}$	2,5 m	Correspond à une estimation subjective de la MLD
<b>Obata et al. (1996). Océan Global</b>	moy	$\Delta T = 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$	0 m	arbitraire
<b>Thompson (1976). Pacifique nord</b>	ind	$\Delta T = 0,2 \text{ }^\circ\text{C}$	3 m	arbitraire
<b>Spall et al. (2000). Atlantique nord</b>	ind	$\Delta T = 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$	0 m	arbitraire
<b>Foltz et al. (2003). Atlantique Tropical</b>	ind	$\Delta T = 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$	0 m	arbitraire
<b>Rao et al. (1989). Océan indien</b>	ind	$\Delta T = 1 \text{ }^\circ\text{C}$	10 m	arbitraire

Dans ce tableau, ind = profil individuel, moy = profil moyen mensuel et Z<sub>ref</sub> = profondeur de référence; la dernière colonne indique la façon dont chaque critère a été choisi.

### I.3.5.3 Méthodes alternatives

#### I.3.5.3.1 Méthodes de régression

Les approches de régression des moindres carrés et de profondeur intégrale ont besoin de spécifier une densité de référence en profondeur, qui est généralement plus profonde que la MLD. Dans cette méthode, on utilise une première régression sur une densité potentielle constante  $\sigma_{\theta 1}$  entre

une profondeur proche de la surface ( $z_a$ ) et la MLD estimée ( $D$ ) et une autre régression sur une densité potentielle constant  $\sigma_{\theta 2}$  entre la MLD estimée ( $D$ ) et une profondeur arbitraire sous la couche de mélange saisonnière, ( $z_b = 200-500$ ). La méthode n'a vraiment pas besoin de profondeur de référence ( $z_b$ ). La densité potentielle peut s'écrire *in* (Nahavandian, 2014):

$$f(z) = \begin{cases} \sigma_{\theta 1} z_a < z < D \\ \sigma_{\theta 2} D < z < z_b \end{cases} \quad (4)$$

Le modèle de régression basée sur l'approximation des moindres carrés de  $f(z)$  nécessite de minimiser l'intégrale suivante:

$$\Phi = \int_{z_a}^D [\sigma_{\theta}(z) - \sigma_{\theta 1}]^2 dz + \int_D^{z_b} [\sigma_{\theta}(z) - \sigma_{\theta 2}]^2 dz \quad (5)$$

La minimisation de cette intégrale conduit à la résolution numérique de trois équations pour  $\sigma_{\theta 1}$ ,  $\sigma_{\theta 2}$  et  $D$  (Thomson et Fine 2003).

### I.3.5.3.2 Méthodes Intégrales

La méthode intégrale est une méthode simple utilisée par Price et al. (1986). Elle fournit quant à elle, une estimation simple de la MLD dans laquelle la MLD ( $D$ ) est obtenue après la résolution de l'équation (6):

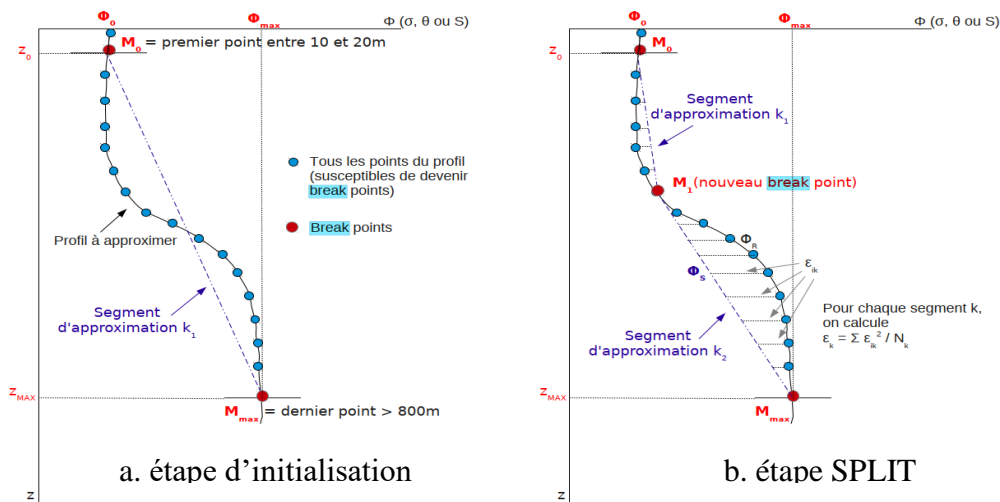
$$D = \frac{\int_0^{z_b} z N_b^2(z) dz}{\int_0^{z_b} N_b^2(z) dz} = \frac{\int_{z_a}^{z_b} (\sigma_{\theta b} - \sigma_{\theta}) dz}{\sigma_{\theta b} - \sigma_{\theta}} \quad (6)$$

$$N_b^2(z) = -\frac{g}{\rho_0} \frac{d\rho_0}{dz} \quad (7)$$

Où  $N$  est la fréquence de flottabilité,  $g$  l'accélération de la pesanteur,  $\rho_0$  la densité de référence,  $z_a$  et  $z_b$  sont définis comme dans l'équation (4). Selon Thomson et Fine (2003), les méthodes de régression segmentée et de l'intégrale estiment mieux la profondeur de la pycnocline que la MLD (Nahavandian, 2014).

### I.3.5.3.3 Méthode split-and-merge (Thomson et Fine 2003)

Cette méthode a été développée par Pavlidis et Horowitz (1974). Elle adapte un nombre variable de segments linéaires à un profil vertical (approximation des moindres carrés). La méthode split-and-merge utilise une norme d'erreur entre le profil et les segments d'approximation qui ne doit pas être dépassée et comporte trois étapes consécutives: l'étape d'initialisation, l'étape SPLIT et l'étape MERGE voir Figure 12. Les différentes étapes de l'algorithme utilisé pour implémenter cette méthode sont détaillées dans Piron (2015).



**Figure 12.** Schéma descriptif des deux premières étapes de la méthode split-and-merge. Source: Piron (2015)

#### I.3.5.3.4 Méthode des courbures (Lorbacher et al., 2006)

Cette méthode est fondée sur la courbure maximale la moins profonde des profils de température ou de densité d'une couche près de la surface. Cette méthode a l'avantage de ne pas être une fonction linéaire d'un autre paramètre (Piron, 2015) telle que la température ou la densité lors de la détermination de la MLD. Cette méthode est également indépendante de la région et des saisons. Elle est donc le meilleur compromis, selon Lorbacher et al. (2006), pour travailler avec tous les profils de l'océan global.

#### I.3.5.3.5 Méthodes des segments

Pour cette méthode, le cas des deux segments (Freeland et al., 1997) peut être résolu analytiquement alors que le cas des trois segments nécessite des techniques spéciales et les solutions peuvent être instables. Cette méthode ne nécessite pas une profondeur de référence. Elle peut être appliquée dans toutes les régions océaniques.

#### I.3.5.3.6 Méthode des intersections (Lavender et al., 2002)

Lavender et al. (2002) utilisent l'intersection entre un ajustement par une droite de la couche supérieure et un ajustement exponentiel de la couche inférieure pour estimer la MLD des profils de température en mer du Labrador. Cette méthode fonctionne apparemment bien dans l'océan Atlantique Nord, mais n'a fourni aucune MLD réaliste dans l'océan Austral (Piron, 2015).

A côté de cette méthode, Chu et al. (1999) ont utilisé un modèle géométrique pour déterminer la MLD des profils arctiques.

### **I.3.5.3.7 Méthode de Holte et Talley (2009)**

Holte et Talley ont développé un algorithme plus complexe pour déterminer la MLD à partir de profils individuels prenant en compte tous les profils des océans mondiaux. Dans cette méthode, l'algorithme modélise d'abord la forme générale de chaque profil. Ensuite, l'algorithme cherche les caractéristiques physiques de chaque profil et utilise les méthodes de différence seuil et de gradient seuil pour déterminer un ensemble de valeurs possibles de MLD. Enfin, à l'aide de critères bien définis, la valeur finale de la MLD est estimée. Selon les initiateurs (Holte et Talley, 2009) de cette méthode, son application montre des résultats plus satisfaisants que ceux obtenus avec les méthodes de différence seuil et de gradient seuil.

## **CONCLUSION**

Ce premier chapitre a permis de faire une synthèse bibliographique sur la situation géographique, les conditions océaniques, météorologiques et biogéochimiques de la zone d'étude, le Golfe de Guinée. Cette région océanique est relativement chaude au niveau de la zone équatoriale avec des salinités élevées au sud de l'équateur. Les couches de surface sont appauvries en sels nutritifs et leur approvisionnement en nutriments montre une forte variabilité interannuelle.

La couche de mélange océanique est la zone homogène de surface de l'océan (en température, salinité, densité, oxygène...) dans laquelle ont lieu plusieurs interactions entre l'atmosphère et les eaux profondes et qui ont un impact sur le système climatique. Les variations de la profondeur de cette couche influencent la quantité de chaleur, la température de la surface, contrôlent l'absorption océanique de gaz carbonique, la profondeur à laquelle les nutriments sont amenés en surface et leur disponibilité pour le phytoplancton et est proportionnelles à la productivité océanique.

Plusieurs méthodes et algorithmes utilisant différents critères basés sur les profils de température ou de densité sont utilisés pour déterminer la profondeur de la couche de mélange. Le chapitre suivant présente la méthodologie utilisée au cours de ce travail de recherche en mettant l'accent sur la description de la méthode de Holte et Talley qui sera ensuite exploitée pour déterminer la MLD à 10 °W en Atlantique Equatorial Est.

## CHAPITRE II : METHODOLOGIE

### INTRODUCTION

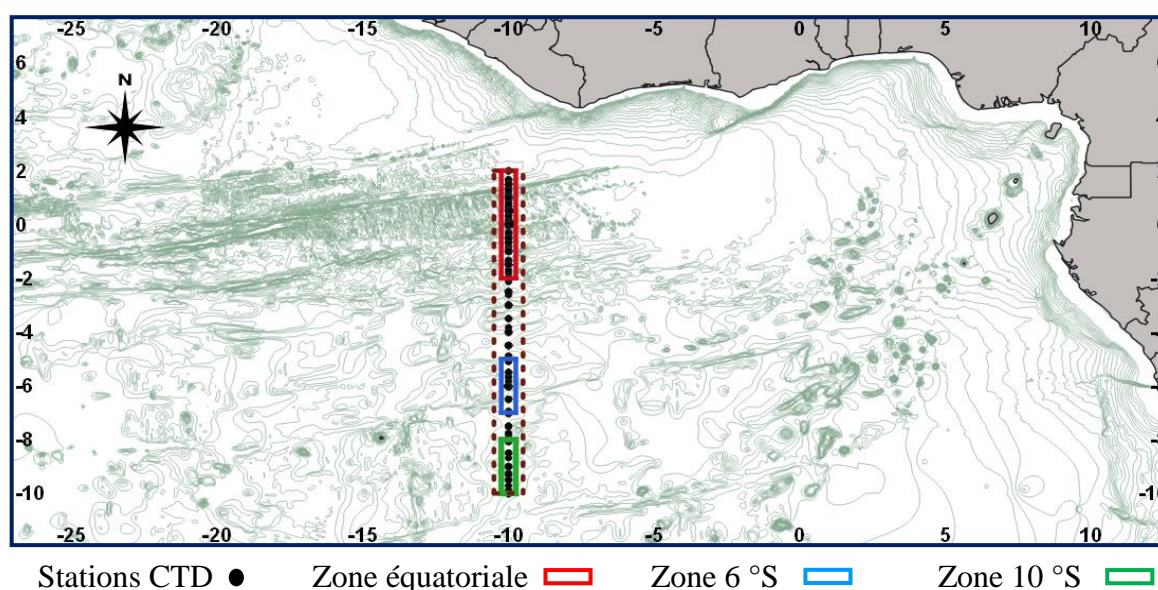
Ce chapitre, présente d'abord les données utilisées pour réaliser cette étude. Ensuite, il expose l'étude de la détermination de la méthode d'estimation de la MLD, la variabilité spatio-temporelle et la relation entre les variations de la MLD et l'enrichissement en nitrate.

### II.1 DONNEES

#### II.1.1 SOURCES DE DONNEES

##### II.1.1.1 Données hydrologiques

Cette étude a été réalisée à 10 °W entre les latitudes 2 °N et 10 °S (Figure 13) dans le GG en Atlantique Equatorial Est (AEE) défini comme la région s'étendant de 15 °S à 5 °N et de 15 °W à 15 °E (Kolodziejczyk et al. 2014). Les trois cases indiquent de haut en bas : la zone équatoriale en rouge (2 °N - 2 °S), la zone 6 °S (5 °S - 7 °S) en bleu et la zone 10 °S (8 °S - 10 °S) en vert. Les stations CTD sont indiquées par les points noirs.



**Figure 13.** Zone d'étude située dans l'Atlantique tropical: Golfe de Guinée

Les données utilisées sont une combinaison de données historiques et récentes de répartition spatiale et temporelle inégale, de Conductivité, Température et de Profondeur (CTD: Conductivity Temperature Depth en anglais) de basse et haute résolution. Elles ont été collectées sur la radiale 10 °W  $\pm$  0,25° entre les latitudes 2 °N-10 °S entre octobre 1973 et mars 2017 au cours de plusieurs campagnes et programmes PIRATA (Pilot Research morred Array in the Tropical Atlantic en anglais) (Servain et al. 1998; Boulès et al. 2008), EQUALANT (Boulès et al. 2002), EGEE (Etude de la circulation océanique et du climat dans le Golfe de Guinée). Ces données ont été acquises à partir de deux bases de données françaises: Coriolis (<http://www.Coriolis.eu.org/>) pour

l'océanographie opérationnelle (une base de données qui s'occupe du volet "mesure *in situ*" avec des capacités d'analyse et de prévision de l'océan permettant de mieux surveiller et comprendre le fonctionnement de l'océan, de ses écosystèmes, et de son rôle sur le climat) et SISMER (Système d'Information Scientifique pour la Mer) de l'institut français de recherche pour l'exploitation de la mer (IFREMER). Toutes ces croisières sont résumées en Annexe I.

### **II.1.1.2 Données de sels nutritifs: nitrates**

Les données de nitrate sont extraites sur la même radiale 10 °W. Elles viennent de la base de données de EGEE et ont été complétées avec les données du SISMER. Ces données couvrent de façon irrégulière et discontinue la période d'octobre 1973 à septembre 2007. Pour la présente étude, les données des 100 premiers mètres de la colonne d'eau sont utilisées.

### **II.1.1.3 Campagnes océanographiques utilisées pour la présente étude**

#### **➤ La campagne RECIF CAP 7314 NANSEN**

Menée du 18 au 30 octobre 1973, cette campagne avait pour objectif l'étude de la circulation dans l'Atlantique intertropical avec comme objectif spécifique d'étudier particulièrement le contre-courant sud-équatorial (SECC) et une branche de ce courant comprise entre le sous courant équatorial (dit "de Lomonosov") et le SECC. Ce contre-courant sud-équatorial traverse l'Atlantique d'Ouest en Est, et les problèmes à étudier sont: la région d'origine de ces courants, l'éventualité de plusieurs branches, l'origine des masses d'eaux, l'extension du maximum de salinité tropicale et les transports.

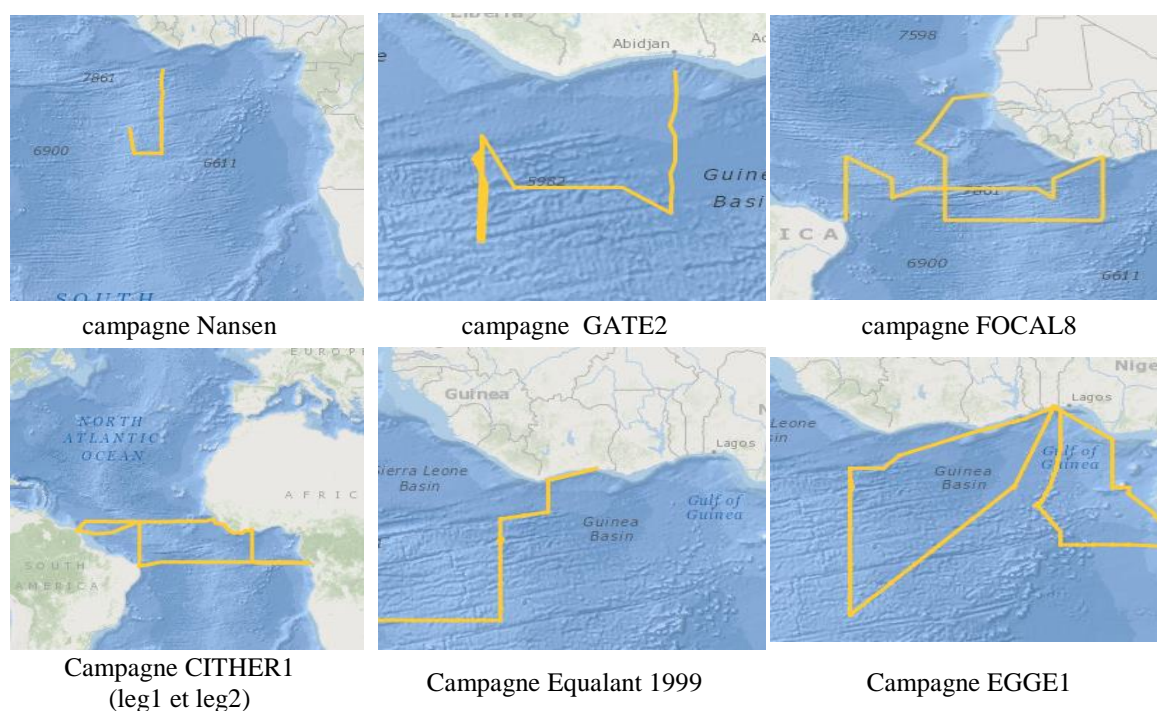
#### **➤ Les campagnes GATE**

Les campagnes GATE (Garp Atlantic Tropical Experiment) sont une série de campagnes océanographiques menées de juin à septembre 1974 à bord du NO Capricorne dans le GG en marge des activités des centres de recherches océanographiques ou de recherches sur les pêcheries de la Côte d'Ivoire, du Ghana et du Congo. Ce programme international avait pour but l'étude des échanges Océan-Atmosphère en zones tropicales, afin de prévoir l'évolution des systèmes météorologiques, développer des méthodes plus efficaces d'utilisation des données d'observation météorologiques. Il s'agissait également de concevoir un système composite optimal d'observation météorologique pour prévoir à grande échelle les caractéristiques de la circulation générale. La phase 2 de ce programme qui a eu lieu en juillet-août 1974 comportait également la radiale 10 °W.

### ➤ Les campagnes FOCAL

L'objectif principal du programme Français Océan Climat dans l'Atlantique tropical (FOCAL) était l'étude de la variabilité du contenu et des flux thermiques océaniques dans la partie intertropicale de l'Océan Atlantique de juillet 1982 à août 1984. Les campagnes FOCAL concernées par cette radiale 10 °W de 2 °N à 2 °S (Hisard et al., 1986; Colin et al., 1987; Hisard et Hénin, 1987) sont indiquées en Annexe I.

Les mesures de température étaient faites avec une sonde salinité température oxygène dissous (STDO: Salinity Temperature Dissolved Oxygen en anglais), et les sels nutritifs étaient mesurés sur des échantillons prélevés à 12 niveaux entre 0 et 150 mètres avec la rosette associée à la sonde. Les analyses étaient faites immédiatement à bord sur auto-analyseur Technicon (Voituriez, 1983). L'oxygène était mesuré par voie chimique suivant la méthode classique de Winkler (02) (Strickland et Parsons, 1968) cités par Oudot (1984), avec titrage ampérométrique de l'iode libéré. Il était dosé également simultanément à l'azote moléculaire par chromatographie en phase gazeuse (Oudot et Wauthy, 1978). Les solubilités utilisées pour définir les pourcentages de saturation sont calculées à partir de l'équation de Weiss (1970).



**Figure 14.** Trajet de quelques campagnes océanographiques dans le Golfe de Guinée. Sources de l'IFREMER. <http://campagnes.flotteoceanographique.fr>

### ➤ La campagne CITHER-1

Les missions CITHER (CirculationTHERmohaline) sont une série de campagnes océanographiques, réalisées dans le cadre du projet WOCE (World Ocean Circulation Experiment), dans le but d'estimer et analyser les échanges inter-hémisphériques océaniques dans

l'océan Atlantique. Les paramètres hydrologiques et géochimiques ont été mesurés à l'équateur le long de 10 °W.

➤ **Les campagnes EQUALANT**

Le programme EQUatorial AtLANTique (EQUALANT) avait pour objectif principal l'étude de la variabilité de la circulation océanique et des interactions océan-atmosphère en Atlantique Equatorial. Les principaux thèmes scientifiques de ce programme, pour lesquels deux campagnes à travers l'Atlantique équatorial ont été réalisées en été 1999 et 2000, étaient a) le suivi de la variabilité à grande échelle et basse fréquence de la circulation thermohaline, b) l'étude de la surface au fond, de la redistribution des transports d'eau, de chaleur et de traceurs (fréons, sels nutritifs, paramètres du carbone) dans la bande équatoriale entre les latitudes 6 °S et 6 °N, c) l'étude de processus équatoriaux tels que les upwellings et jets profonds et d) l'étude des flux à l'interface océan-atmosphère (Bourlès, 2010).

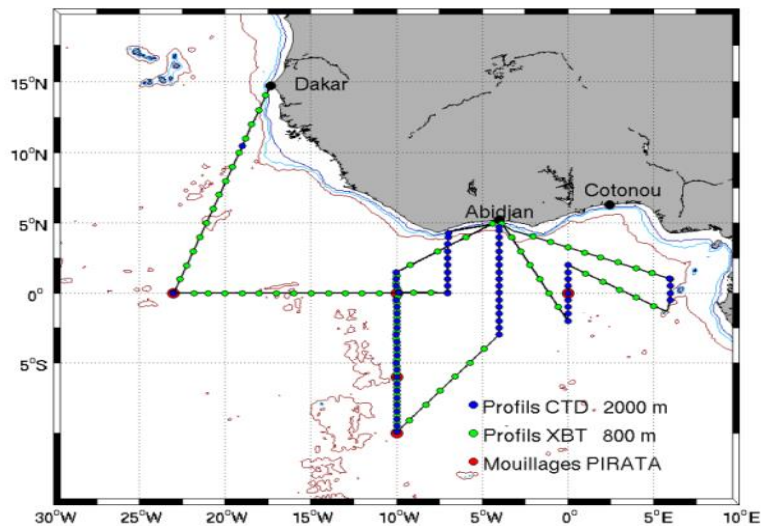
➤ **Le programme EGEE**

Le programme EGEE, en lien étroit avec PIRATA, concernait spécifiquement le GG à travers le volet océanographique du programme Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine (AMMA), voir <http://www.amma-international.org>). Les objectifs scientifiques du programme EGEE/AMMA concernent essentiellement l'étude de la variabilité dans les couches supérieures de l'Atlantique Tropical Est, plus précisément dans le GG. EGEE accorde une importance particulière, a) aux échanges à l'interface océan-atmosphère, via l'exploitation conjointe de mesures *in situ* et satellitaires et de résultats de modèles numériques, et également à la circulation océanique de subsurface qui conditionne en grande partie l'évolution des couches de surface, b) à la description et l'interprétation détaillée des mesures d'hydrologie, de courantométrie et de traceurs (sels nutritifs) effectuées lors des campagnes océanographiques.

➤ **Les campagnes PIRATA**

Pilot Research moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) est un programme scientifique et technologique international dont l'objectif est l'étude de la variabilité du climat dans l'Atlantique tropical (Servain et al., 1998). La validation et le traitement des données sont effectués par le Pacific Marine et Environmental Laboratory (PMEL) de la National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA) à Seattle (USA). Ces données sont disponibles en ligne à l'adresse suivante <http://www.brest.ird.fr/pirata/pirata>.





**Figure 15.** Trajet de la campagne PIRATA FR 22

## II.1.2 TRAITEMENT ET CONTROLE DE QUALITE DES DONNEES

### II.1.2.1 Avec Excel

Tous les fichiers de données utilisés sont des fichiers textes (ascii) présentés sous diverses extensions et quelques fois avec différents délimiteurs (tabulations ou des espaces). Ils possèdent parfois des en-têtes et corps de données différentes pour une même base et souvent d'une base à l'autre suivant des profils enregistrés avec des résolutions verticales et spatiales irrégulières.

L'importation des données dans Excel a permis d'harmoniser la structure du fichier et d'extraire les métadonnées pour constituer les en-têtes des variables. L'emploi de fonctions Excel imbriquées a permis de simplifier les opérations. Le fichier final obtenu est un tableau à un seul en-tête qui organise les données par année et campagne et dont les variables finales sont les numéros de stations (quelques fois réassignées arbitrairement), la date, le temps, la latitude, la longitude, la pression, la température, la salinité, les concentrations en oxygène, nitrates, nitrites, silicates, phosphates et densités. Lorsque cela était possible, des profils ont été examinés manuellement pour éliminer les incohérences dans la température, la salinité et la pression. Ceci a permis d'éliminer les doublons qui existaient au niveau de certaines stations. Aussi, les profils ne possédant pas de salinité ont été écartés. A l'aide d'un filtre sur la longitude, seuls les profils compris entre  $-10,25$  et  $-9,75^\circ$  de longitude et  $2^\circ\text{N}$ - $10^\circ\text{S}$  de latitude ont été retenus. De plus, tous les profils de moins de 50 m ont été écartés car ces derniers ne peuvent pas être utilisés pour déterminer les MLD de plus de 50 m alors que certaines MLD individuelles atteignent plus de 85 m. Ce travail a permis de retenir 490 stations pour l'étude hydrologique.

### II.1.2.2 Avec Matlab

Après la mise en forme des données, les tableaux obtenus sont enregistrés sous format texte (.dat) à nouveau et importés dans Matlab. Tous les profils ont été interpolés linéairement sur des intervalles de profondeur de 1 m. Un script est généré et adapté à la structure et aux champs de données afin d'en extraire les valeurs des paramètres des différentes stations et tracer les profils de température, salinité et densité, qui ont permis d'éliminer ou corriger après examen visuel des profils douteux. La correction manuelle des données, les calculs et conversions ont été effectuées comme suit:

- Les stations ne comportant pas de profils soit de salinité, de pression et/ou de température sont supprimées ;
- Lorsque des profils contiennent au plus trois (3) points ils sont supprimés ;
- Lorsque des profils CTD possèdent une ou des valeurs manquantes dans les 100 premiers mètres, les valeurs sont remplacées par celles des données de bouteilles de la même campagne et de ladite station quand celles-ci sont disponibles. Lorsqu'aucune valeur de remplacement n'existe pour des niveaux uniques intermédiaires compris entre deux valeurs mesurées, celles-ci sont remplacées par la moyenne des deux valeurs qui l'encadrent;
- Selon la Climatologie de de Boyer Montégut et al. (2004) la zone d'étude possède des maxima de MLD situés autour de 50 m. Lorsque les profils possèdent des résolutions verticales trop importantes dans les 50 premiers mètres, ces profils sont supprimés;
- Les densités ont été calculées à l'aide de la bibliothèque CSIRO SeaWaterMatlab. Cette même bibliothèque a été utilisée pour la conversion des profondeurs en pression (décibars) pour les données qui ne comprenaient que des profondeurs en mètres;

$$DOX1 = \frac{DENS \times DOX2}{44660,8} \quad (8)$$

$$C_1 = \frac{DENS \times C_2}{44660,8} \quad (9)$$

DOX1: Concentration d'oxygène dissous en ml L<sup>-1</sup>

DOX2: Concentration d'oxygène dissous en μmol kg<sup>-1</sup>

DENS: Densité en kg m<sup>-3</sup>

C<sub>1</sub> : Concentration des sels nutritifs en mmol m<sup>-3</sup>

C<sub>2</sub>: Concentration des sels nutritifs en μmol kg<sup>-1</sup>

Les résultats des calculs numériques des MLD obtenus avec les différentes méthodes ont donné parfois des valeurs douteuses (valeurs nulles, valeurs supérieures à 100 m ou valeurs indéterminés

avec NaN). Ces valeurs ont été supprimées de nos résultats. Les stations où la détermination visuelle n'a pas été possible ont aussi été supprimées.

Le croisement de ces deux fichiers de données de MLD (méthode numérique et visuelle) a permis au terme de ce travail de retenir 382 stations pour le calcul des MLD sur les 490 retenues dans l'ensemble de l'étude soit 77,96% des stations. Les données de nitrate ont subi le même traitement que les données hydrologiques, permettant d'obtenir 144 profils pour l'étude de l'enrichissement dans les couches de surface océanique.

## **II.2 METHODES**

### **II.2.1 ETUDE HYDROLOGIQUE : TEMPERATURE DE SURFACE DE LA MER (SST) ET SALINITE DE SURFACE DE LA MER (SSS) A 10 °W**

#### **II.2.1.1 Coupes longitudinales de température et de salinité**

Pour l'étude des caractéristiques de la zone d'étude, des coupes longitudinales de la température et de la salinité de surface de la mer sont réalisées. Selon la littérature, la saison chaude s'étend de novembre à avril et la saison froide de mai à octobre avec un décalage de plus ou moins un mois.

Pour chaque saison définie, les températures et les salinités sont relevées. Elles sont ensuite moyennées sur chaque mois entre octobre 1973 et mars 2017 correspondant à la période de l'étude. Un script Matlab a permis de réaliser des sections de température, de salinité et de sels nutritifs à partir des données du fichier texte (.dat) lorsque la disponibilité des données le permettait.

La fonction *contourf* de Matlab utilisée représente les courbes de niveaux sur un graphique 2D avec un dégradé de couleurs associé aux différents intervalles de valeurs de température, de salinité ou de nutriments correspondantes. Elle permet également de spécifier le nombre de lignes de niveau à tracer ainsi que des valeurs spécifiques à afficher. Les isothermes pour les SST et les isohalines pour les SSS sont représentés respectivement par des courbes de niveau noires sur les coupes longitudinales pendant que la thermocline est représentée en rose. Les isopycnes pour les densités sont représentées par des isolignes blanches sur les coupes de SST.

#### **II.2.1.2 Détermination de la thermocline**

Dans l'Atlantique tropical, de nombreuses études sur la structure verticale des couches océaniques (Houghton, 1991; Peter, 2007; Wade et al., 2011; Jouanno et al., 2011a; Rugg et al., 2016) admettent généralement que la profondeur de l'isotherme 20 °C (dénommée ci-après D20) représente commodément la profondeur de la thermocline. Au large de Dakar, l'isotherme 19 °C est utilisée (Verstraete, 1985). Par analogie aux travaux précédents, la D20 a été utilisée pour

représenter la profondeur de la thermocline et a été représentée sur les sections de température et de salinité.

## **II.2.2 DETERMINATION NUMERIQUE ET VISUELLE DES MLD**

### **II.2.2.1 Méthodes numériques: l'algorithme de Holte et Talley (HT)**

Dans cette section, la motivation du choix de l'algorithme de Holte et Talley (HT) pour le calcul des MLD numériques telle que réalisée par Narvekar et Prasanna Kumar (2014) ainsi que la description de cette méthode sont présentées.

#### **II.2.2.1.1 Motivation du Choix de la méthode HT**

La distribution des propriétés physiques dans les couches supérieures d'une région détermine quels critères doivent être suivis pour définir la MLD. Pour déterminer les valeurs numériques des MLD, la méthode de Holte et Talley (2009) a été utilisée vue la disponibilité des CTD. Utilisé initialement avec les données Argo, l'algorithme peut s'appliquer aux données XBT (eXpendable BathyThermograph) et autres profils tels que les CTD. Cette méthode utilise les profils des températures, salinités et de densité potentielle pour déduire la MLD. Elle améliore des méthodes déjà présentes basées sur les gradients et seuil de température.

#### **II.2.2.1.2 Description de la méthode**

Avant de calculer les MLD proprement dites, l'algorithme détermine les densités potentielles pour chaque profil à partir des routines Matlab de la bibliothèque CSIRO SeaWaterMatlab qui permettent de calculer les propriétés de l'eau de mer (EOS-80). Ensuite, l'algorithme suit une série d'étapes qui aboutissent à la détermination des différentes MLD pour chaque profil concerné. En s'appuyant sur les méthodes traditionnelles, l'algorithme modélise d'abord la forme générale des profils et calcule les MLD selon différents critères:

- les critères de seuil de densité de  $0,03 \text{ kg m}^{-3}$  ou de température de  $0,2 \text{ }^\circ\text{C}$  (de Boyer Montégut et al., 2004);
- les critères de gradient de densité de  $0,0005 \text{ kg m}^{-3} \text{ dbar}^{-1}$  ou de température de  $0,005 \text{ }^\circ\text{C dbar}^{-1}$  (Dong et al., 2008);
- les critères selon l'algorithme de Holte et Talley (2009);

L'estimation des MLD à partir des profils individuels de salinité sert principalement à vérifier l'estimation des MLD de densité potentielle.

La profondeur de référence choisie est  $Z_0 = 10 \text{ m}$  (de Boyer Montégut et al., 2004). Il a été démontré que cette profondeur de référence est suffisamment profonde pour éviter les effets du signal diurne sur la détermination de la MLD (Fairall et al., 1996). Schneider et Müller (1990)

avaient utilisé une profondeur de référence de 2,5 m à partir d'une méthode basée sur le seuil de densité de  $0,01 \text{ kg m}^{-3}$  pour déterminer la MLD lors de l'étude des structures méridionales et saisonnières de la profondeur de la couche de mélange et de son amplitude diurne. Les résultats ont conduit à des couches de mélange trop peu profondes et ne saurait refléter la réalité.

La méthode permet d'estimer les valeurs de MLD de six variantes numériques différentes. L'algorithme complet peut être consulté dans l'article de Holte et Talley (2009).

Après avoir estimé les MLD pour chaque type de profil, les stations pour lesquelles les résultats des calculs de MLD avec les différentes variantes ont donné des valeurs nulles, supérieures à 100 m ou indéterminées (indiquée par NaN) ont été supprimées.

### II.2.2.2 Méthode visuelle

Une détermination des MLD par la méthode visuelle ou méthode d'inspection visuelle (Maheswaran, 2004; Nahavandian, 2014) ou «globe oculaire» selon Steinhoff et al. (2010) a été faite à partir des représentations graphiques des profils de température et de densité. Cet examen visuel a aussi été utilisé par Stranne et al. (2018) lors de la classification subjective des échogrammes contenant des MLD présentes dans les profils CTD.

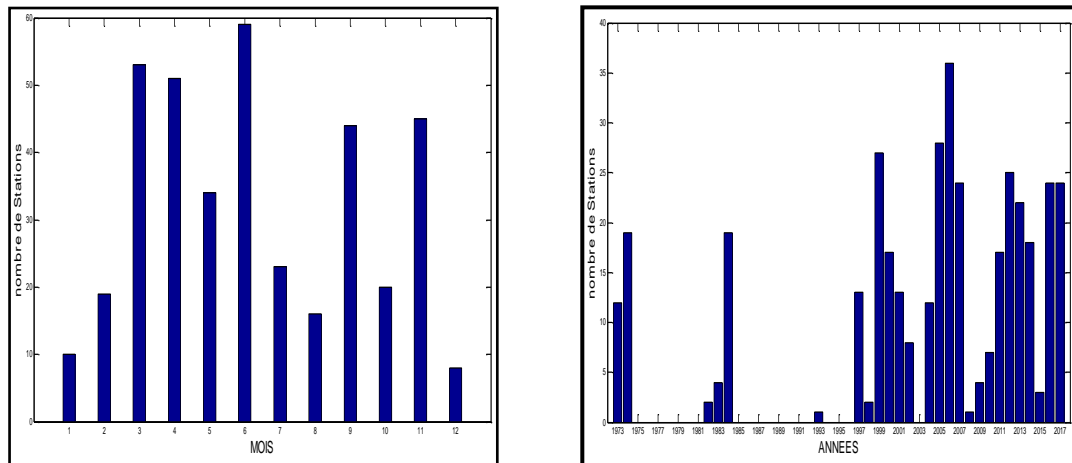
Les représentations graphiques des profils de température-salinité-densité (TSD) ont été effectuées avec Matlab ® à partir des fichiers (.dat) de stations retenues pour la détermination numérique des MLD. Sur chaque profil, la MLD recherchée correspond à la profondeur de la première inflexion (gradient de profondeur brusque) rencontrée par inspection visuelle. Les profils pour lesquels la détermination visuelle n'a pas été possible ont été supprimés. Les MLD visuelles obtenues sur les profils de température et de densité sont respectivement notées Visu Temp et Visu Dens.

Une lettre a été assignée à chacune des méthodes dérivées du modèle de HT. Les différentes variantes de MLD sont résumées dans le Tableau 2 avec leur codification respective.

**Tableau 2.** Nom des MLD (numériques et visuelles) des différentes variantes

Méthode de Holte et Talley	MLD (sur le profil de température)		MLD (sur les profils de densité)	
	A	HT Temp Algo	B	HT Dens Algo
C	HT Temp Seuil	D	HT Dens Seuil:	
E	HT Temp Grad	F	HT Dens Grad	
Méthode visuelle	Visu Temp		Visu Dens	

Au total 382 stations sur les 490 ont été retenues pour le calcul des MLD, soit 77,96% des stations. Sur ces 382 profils CTD, 240 profils correspondent à la saison chaude soit 62,83% et 142 à la saison froide soit 37,17%. La Figure 16 indique le nombre de profils par mois et par années sur la période d'octobre 1973 à mars 2017.



**Figure 16.** Nombre de profils par mois et par années couvrant la période d’octobre 1973 à mars 2017 à 10 °W

### II.2.3 EVALUATION DES METHODES NUMERIQUES

Pour trouver la méthode adéquate de détermination de la MLD, les MLD visuelles Visu Temp et Visu Dens sont prises comme référence et comparées aux MLD obtenues avec la méthode numérique à l’aide de la méthode de régression linéaire simple (RLS) et des diagrammes de Taylor (2001). La variante retenue à la suite des comparaisons sera utilisée pour la suite de l’étude.

#### II.2.3.1 Avec les diagrammes de corrélation linéaire (2D)

Ces graphes sont des diagrammes bidimensionnels (2D) dans lesquels les valeurs simulées (MLD numériques) sont exprimées en fonction des valeurs de référence (MLD visuelles). La Régression Linéaire Simple (RLS) permet de montrer l’éventuelle relation fonctionnelle linéaire qui existerait entre une variable explicative (ou indépendante)  $x$  et une variable aléatoire à expliquer (ou dépendante)  $y$ . On fait l’hypothèse que la fonction qui relie la variable explicative à la variable expliquée est linéaire dans ses paramètres (Besse, 2003). Selon la dispersion des points, l’ajustement peut être de plus ou moins bonne qualité.

Le modèle est bon prédicteur lorsque les points se reposent sur la ligne 1:1 ( $y = x$ ). Cet ajustement est mesuré par les coefficients de corrélation ( $r$ ) ou de détermination ( $R^2$ ) (Gujarati et Porter, 2009). Les coefficients de corrélation et de détermination représentent la proportion de la variance de la variable dépendante prévisible à partir de la variable indépendante (Imdadullah et al., 2016). Un  $R^2$  (ou  $r$ ) de 0 signifie que la variable dépendante ne peut pas être prédite à partir de la variable indépendante. Un  $R^2$  (ou  $r$ ) de 1 signifie que la variable dépendante peut être prédite sans erreur à partir de la variable indépendante. Cependant, lorsque le coefficient de corrélation seule ne suffit pas pour une meilleure prise de décision, il est nécessaire de compléter l’analyse par un examen graphique (Goldfarb et Pardoux, 2013).

### II.2.3.2 Avec les diagrammes de Taylor

Les diagrammes de Taylor (2001) sont des diagrammes mathématiques à deux dimensions conçus pour indiquer graphiquement laquelle de plusieurs représentations approximatives (ou modèles) d'un système, d'un processus ou d'un phénomène est la plus réaliste (IPCC, 2001; Taylor, 2005). En général, le diagramme de Taylor caractérise la relation statistique entre deux champs, un champ «test» (représentant souvent un champ simulé par un modèle) et un champ «référence» (représentant généralement la «vérité», basée sur des observations).

Dans cette étude, les statistiques pour chacune des six méthodes (A, B, C, D, E, F) dérivées du modèle de HT ont été calculées: Moyenne, Ecart-type, RMSE, R (r). Les formules de calcul de ces grandeurs sont les suivantes:

$$\text{Moyenne (i)} = \overline{MLD} = \frac{\sum_1^N MLD_i}{N} \quad (10)$$

$$\text{Ecart - type} = STD = \sqrt{\frac{\sum_1^N (MLD_i - \overline{MLD})^2}{N}} \quad (11)$$

L'écart-type est une notion mathématique définie en probabilité et appliquée à la statistique. Il mesure la dispersion d'une variable aléatoire réelle par rapport à la moyenne. Il est défini comme la racine carrée de la variance. Il a la même dimension que la variable aléatoire dont on calcule la dispersion: plus l'écart-type est important, plus la dispersion de la variable aléatoire est importante, ce qui signifie que la moyenne est peu représentative. Si l'écart-type est faible, cela signifie que les valeurs sont peu dispersées autour de la moyenne (série homogène) et inversement (série hétérogène).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_1^N [(MLD_{meth} - \overline{MLD}_{meth}) - (MLD_{ref} - \overline{MLD}_{ref})]^2}{N}} \quad (12)$$

L'erreur quadratique moyenne de prévision (RMSE: Root Mean Square Error en anglais) est une mesure de la déviation de la moyenne des observations individuelles par rapport à la valeur prédite par le modèle. C'est la distance moyenne entre les simulations et les mesures (Kobayashi et Salam, 2000). Plus concrètement c'est l'écart moyen qui sépare une valeur simulée quelconque de son équivalent mesuré. Pour faciliter les comparaisons Mentaschi et al. (2013) ont montré l'insuffisance de certains estimateurs dans l'évaluation de l'indice de performance en utilisant l'erreur quadratique moyenne normalisée (NRMSE: Normalized Root Mean Square Error) défini

par l'équation (13) souvent exprimée en pourcentage (équation 14) des moyennes mesurées des variables.

$$NRMSE = \sqrt{\frac{\sum_1^N (MLD_{meth} - MLD_{ref})^2}{\sum_1^N MLD_{ref}^2}} \quad (13)$$

$$NRMSE = \frac{RMSE * 100}{MLD} \quad (14)$$

Une erreur quadratique moyenne faible est le signe d'une faible variance de l'erreur de prévision et d'une erreur moyenne réduite. Si l'on compare deux estimateurs sans biais, le meilleur est bien sûr celui qui présente la RMSE la plus faible (Thouvenot, 2015; Beauregard-Harvey, 2018; Brieger et al., 2019). Les performances des MLD numériques seront donc évaluées à l'aide de la RMSE. Plus les RMSE sont faibles et tendent vers zéro plus la variante coorespond le mieux aux observations.

$$r = \frac{\sum_1^N [(MLD_{i_{meth}} - \overline{MLD}_{meth}) \times (MLD_{i_{ref}} - \overline{MLD}_{ref})]}{N \times STD_{meth} \times STD_{ref}} \quad (15)$$

Pour la méthode de référence:  $r = 1$      $RMSE = 0$

$meth$  = méthode de calcul de la MLD;

$i$  = valeurs individuelles mld

$N$  = Nombre total de MLD déterminées ou nombre total de profils.

Le coefficient de corrélation linéaire ( $r$ ) ou de détermination ( $R^2$ ) est une mesure du degré d'association linéaire entre deux variables. Le coefficient de détermination donne la proportion de la variation de  $Y$  qui s'explique par les variations de  $X$ . Le coefficient de corrélation est compris entre -1 et 1 et celui de détermination est compris entre  $0 < R^2 < 1$ . L'idéal est qu'il soit proche de 1 pour qu'on puisse juger la corrélation de meilleur. Si l'on compare deux estimateurs sans biais, le meilleur est bien sûr celui qui présente le  $R^2$  le plus élevé c'est-à-dire proche de 1.



Dans l'analyse à partir des diagrammes 2D et de Taylor, les critères de choix des méthodes pertinentes sont resumés dans le Tableau 3.

**Tableau 3.** Critères d'évaluation de la performance des modèles selon les paramètres choisis:  $r$ ,  $R^2$ , RMSE et %RMSE

<b>Paramètres</b>	<b>Critères de bonne performance</b>
<b><math>r</math></b>	Proche de 1
<b><math>R^2</math></b>	Proche de 1
<b>RMSE (m)</b>	Aussi faible que possible
<b>NRMSE (%)</b>	Aussi faible que possible

## **II.2.4 ETUDE DE LA VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DE LA MLD**

### **II.2.4.1 Variabilité latitudinale**

Les MLD climatologiques moyennes ont été calculées pour une grille de résolution à 1 degré entre 2 °N et 10 °S. La variabilité latitudinale est obtenue en représentant la MLD moyenne climatologique en fonction de la latitude dans un diagramme 2-D (Figure 25).

### **II.2.4.2 Variabilité saisonnière**

La zone d'étude est caractérisée par deux grandes saisons selon la littérature: la saison froide marine entre mai et octobre, et la saison chaude qui couvre les mois de novembre à avril (Voituriez et al., 1982). La variabilité saisonnière (mensuelle) a été étudiée pendant les saisons chaude (novembre à avril) et froide (mai à octobre). La radiale étudiée a été subdivisée en trois zones qui se superposent au découpage effectué par Wade et al. (2011) dans l'étude sur le bilan de chaleur dans la couche de mélange en Atlantique Equatorial Est: une zone équatoriale centrée à l'équateur (2 °N-2 °S) et deux zones au sud de l'équateur à savoir la zone 6 °S (5 °S-7 °S) et la zone 10 °S (8 °S-10 °S), comme indiqué sur la Figure 13. Ces zones sont choisies de telle sorte qu'elles prennent en compte les processus au voisinage des bouées PIRATA installées le long de la radiale 10 °W. La moyenne de la MLD a été calculée sur chaque zone pour chaque latitude d'octobre 1973 à mars 2017. Pour chaque saison, les MLD moyennes climatologiques sont calculées et représentées sur le même graphique pour étudier l'évolution des MLD dans les différentes zones (Figure 13).

## **II.2.5 DETERMINATION DES SOMMETS DE NITRACLINE ET DES CONCENTRATIONS DE NITRATE EN SURFACE**

### **II.2.5.1 Caractéristiques de la zone d'étude à partir des sections de nitrates**

Les caractéristiques hydrologiques de la zone ont aussi été étudiées à partir de sections moyennes climatologiques de nitrates. Elles ont été réalisées à partir d'un script matlab utilisant les fichiers

des stations contenant les données de nitrates. La fonction *contourf* de Matlab a été utilisée pour représenter les isolignes de nitrates sur un graphique 2D.

Ces isolignes de nitrates sont représentées par des lignes blanches sur les sections de nitrates. Les parties blanches sur les sections de nitrate correspondent à des zones où il n'y a pas eu de données dans le cas de cette étude.

### **II.2.5.2 Détermination du sommet de la nitracline**

Le sommet de la nitracline est déterminé sur chaque profil de nitrates. Un graphique nitrate-densité est réalisé pour chaque saison à partir des variables centrées et réduites. Selon Hemsley (2016), l'utilisation de la même relation nitrate-densité peut présenter des limites car la relation nitrate-densité peut varier selon la saison et la zone géographique du fait du mélange diapycnal (Hummels et al., 2014).

Les intervalles de densités correspondant le mieux à une zone de linéarité sont utilisés pour déterminer le polynôme qui s'ajuste le mieux au nuage de points obtenus comme effectué par Hemsley (2016). Les fonctions polyfit et polyval de Matlab ont été utilisées à cet effet ainsi que le module LAR (Least Absolute Residuals) pour minimiser la différence absolue des résidus issus de l'effet du nuage de points éloignés de l'ajustement.

Les polynômes obtenus pour chaque saison et chaque zone sont ensuite utilisés pour recalculer les valeurs des concentrations sur les profils de nitrate avec une résolution verticale de 1 m après application d'une interpolation linéaire. Les concentrations négatives obtenues au cours de ce calcul sont alors remplacées par zéro.

Le sommet de la nitracline est déterminé comme effectué par Aksnes et al. (2007) à partir d'une concentration seuil de  $1 \text{ mmol m}^{-3}$  choisi en se basant sur les sections de nitrates (Figures 27 et 28). Ce choix du seuil de  $1 \text{ mmol m}^{-3}$  (valeur plus significative) de nitrate a été admis par plusieurs auteurs (Oudot, 1983) comme critère d'enrichissement des couches superficielles. Voituriez et Herbland (1984) avaient déjà utilisé ce seuil en Atlantique Equatorial Est lors de l'étude de la relation nitrate-température dans l'upwelling équatoriale du GG. Ce seuil de  $1 \text{ mmol m}^{-3}$  a été également utilisé par Lavigne et al. (2013) dans la Mer de la Méditerranée pour étudier le contrôle de la MLD sur la phénologie du phytoplancton.

### **II.2.5.3 Calcul de la concentration des nitrates dans la couche de mélange**

Les stations contenant les données de nitrate sont utilisées pour déterminer la MLD sur chaque profil à partir de la méthode retenue à la suite de l'analyse graphique et statistique. Les profils de nitrate recalculés sont utilisés pour déterminer les concentrations de nitrate dans la couche de

mélange en faisant la moyenne des concentrations le long du profil entre la surface et la valeur de la MLD déterminée.

#### **II.2.5.4 Etude des variations de la MLD, du sommet de la nitracline et de la distribution des nitrates dans la couche de surface de l’océan**

La moyenne des MLD, de la nitracline et de la concentration de nitrates en surface dans chaque zone est calculée à partir des différents profils avec une résolution spatiale de 0,5 degré de latitude entre 2 °N et 10 °S sur la radiale 10 °W. Ces trois paramètres ont été représentés sur un diagramme à deux dimensions (2D) avec la profondeur en fonction de la latitude afin d’analyser leur position relative et en déduire le rôle possible de la MLD dans l’apport de nitrates des couches profondes vers les couches de surface.

### **CONCLUSION**

Ce deuxième chapitre a permis l’étude des caractéristiques hydrologiques de la zone concernée à travers l’analyse des sections hydrologiques de température, de salinité et de nitrates.

La méthode utilisée pour déterminer les MLD est basée sur l’algorithme de Holte et Talley dont les six résultats numériques sont évalués comparativement aux deux estimations visuelles. Ces évaluations ont été possibles au moyen d’une analyse graphique et statistique qui permettent de déterminer la méthode la plus appropriée pour estimer les MLD dans la zone d’étude.

La variabilité latitudinale des MLD estimées par cette méthode est analysée entre 2 °N et 10 °S, tandis que la variabilité saisonnière est examinée dans la zone équatoriale (2 °N-2 °S), la zone subéquatoriale (5 °S-7 °S) et la zone subtropicale (8 °S-10 °S).

La relation nitrate-densité est exploitée pour déterminer la profondeur de la nitracline et les concentrations de nitrates en surface dans ces trois zones. L’étude des variations de la MLD, de la nitracline et des concentrations de nitrate en surface dans ces trois zones sont alors comparées.

Les résultats et la discussion qui découlent de ces analyses sont présentés dans la deuxième partie de ce manuscrit.

**DEUXIEME PARTIE:  
RESULTATS ET DISCUSSION**

## **CHAPITRE III : CARACTÉRISTIQUES HYDROLOGIQUES ET MÉTHODES DE DÉTERMINATION DE LA MLD**

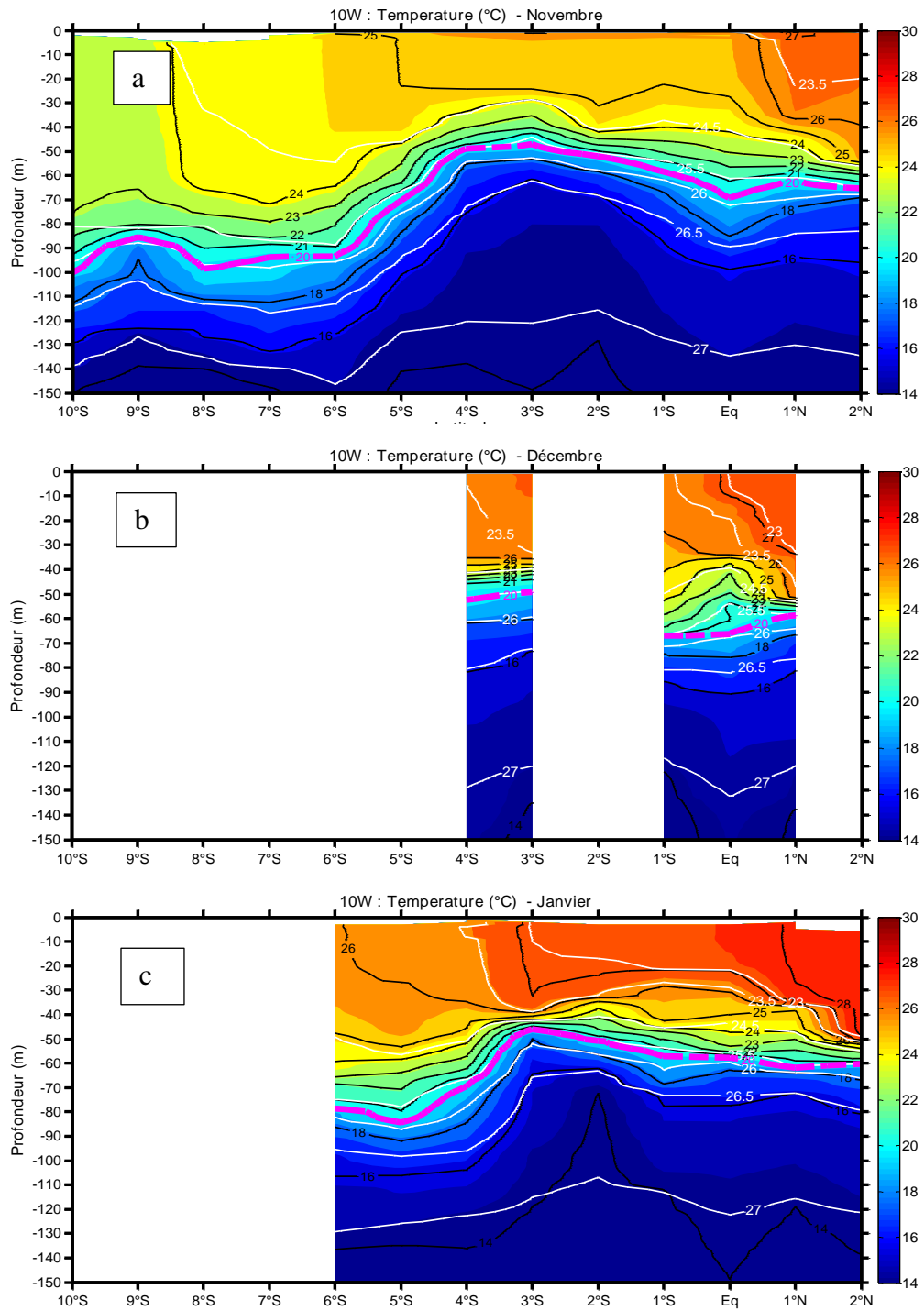
### **INTRODUCTION**

Pour cette étude, les profils de température et de salinité sont utilisés pour décrire les caractéristiques hydrologiques de l'AEE dans un premier temps. Dans un deuxième temps, l'évaluation des méthodes de détermination des profondeurs des couches de mélange en Atlantique Equatorial Est est réalisée afin de déterminer la meilleure méthode de calcul de la MLD et qui sera utilisée pour le reste de l'étude.

### **III.1 STRUCTURE DE LA TEMPÉRATURE ET DE LA SALINITE A 10 °W DANS LES COUCHES DE SURFACE DE L'AEE**

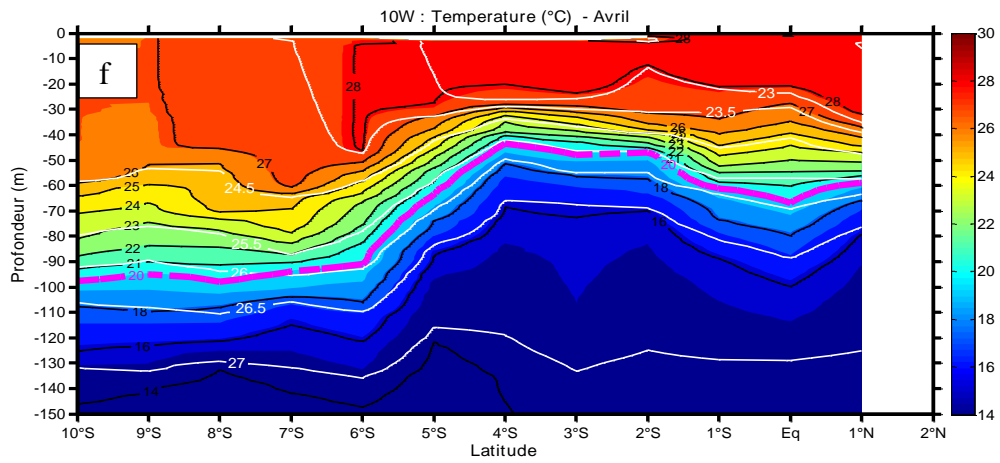
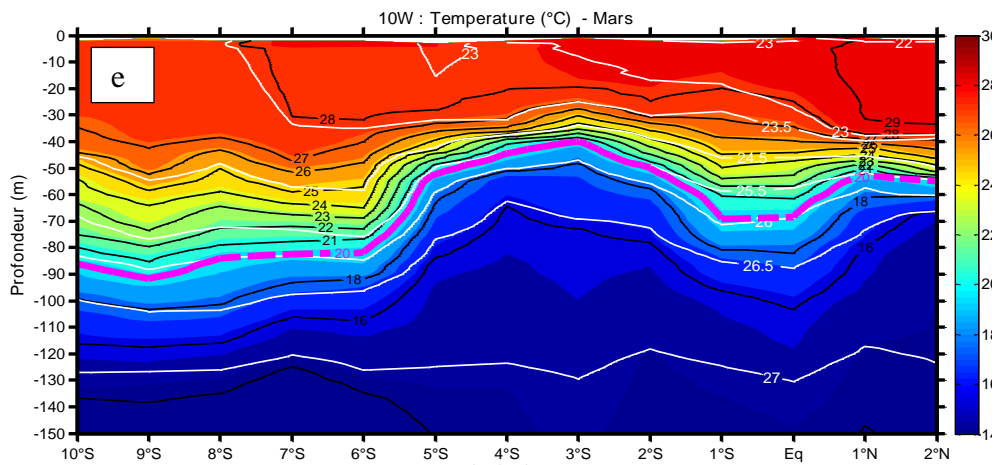
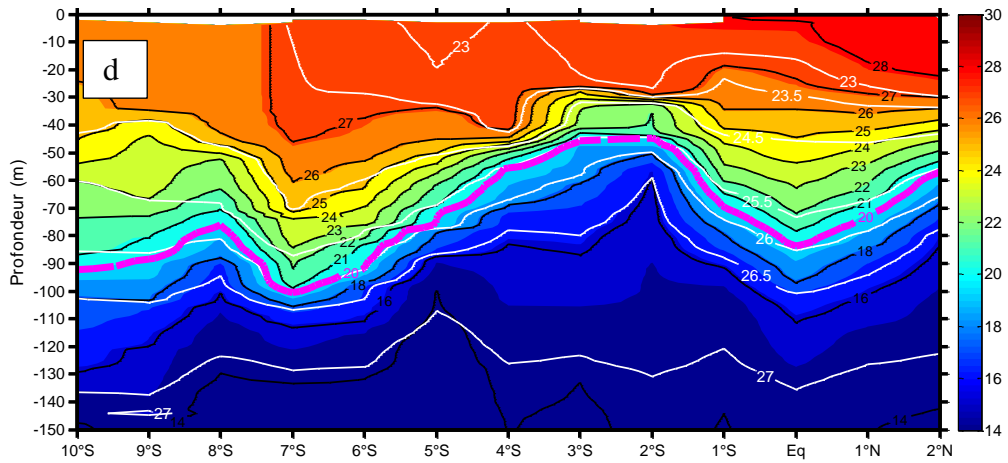
#### **III.1.1 PENDANT LA SAISON CHAUDE: NOVEMBRE A AVRIL**

Les Figures 17 et 18 montrent respectivement les structures verticales de la température et de la salinité au cours de la saison chaude de 1973 à 2017 à 10 °W entre 2 °N et 10 °S. Elles montrent la variabilité latitudinale et mensuelle de la thermocline et de la densité. La ligne rose représente la thermocline (m) et Les lignes blanches représentent les isolignes des densités ( $\text{kg m}^{-3}$ ) ou pycnocline et celles en noir les isothermes sur les sections de température ou les isohalines sur les sections de salinité. Sur les sections de température et de salinité, les zones blanches correspondent aux périodes où il n'y a pas eu de données pour l'étude.

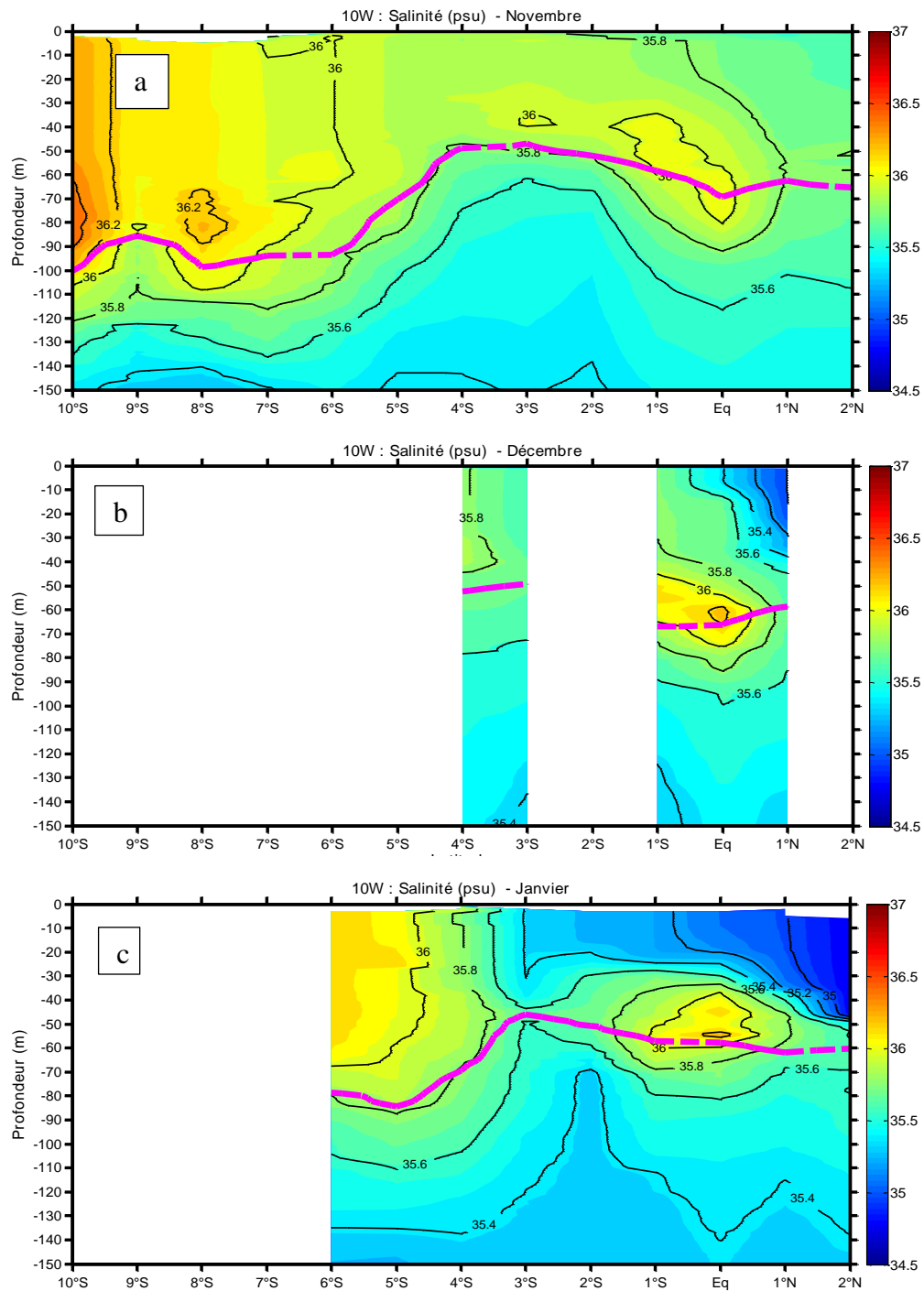


Isotherme: ligne noire; Thermocline: ligne rose; Isopycne: ligne blanche

**Figure 17.** Evolution latitudinale de la moyenne mensuelle de la SST (°C) de 1973 à 2017 en saison chaude



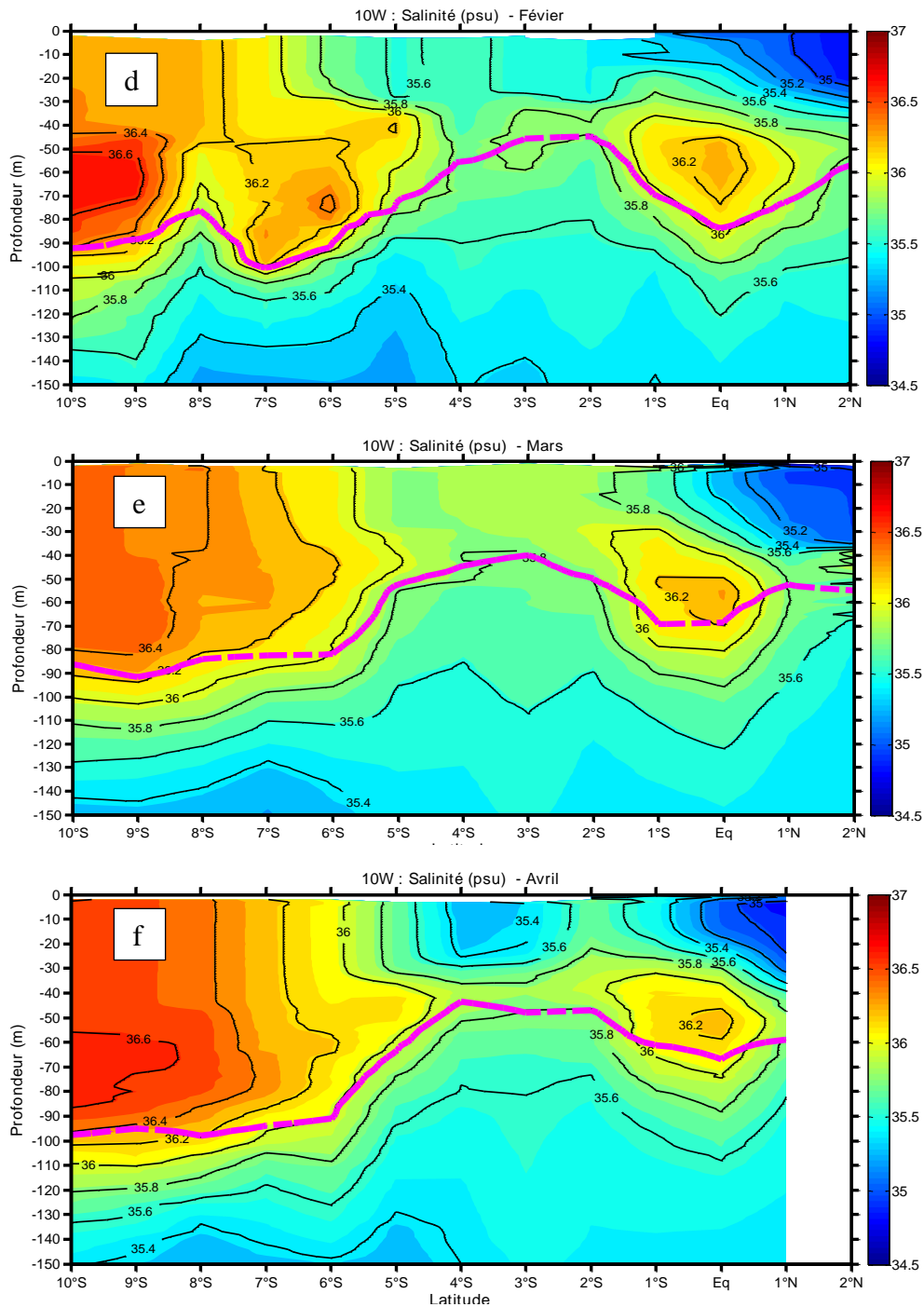
Suite Figure17, panneau (d), (e), (f)



Isohaline : Ligne noire ; Thermocline : Ligne rose

**Figure 18.** Evolution latitudinale de la moyenne mensuelle de la SSS (psu) de 1973 à 2017 en saison chaude





Suite Figure 18, panneaux (d), (e), (f)

Les sections de température au cours de la saison chaude montre des eaux de surface chaudes caractérisées par de faibles densités de  $23 \text{ kg m}^{-3}$  (isopycnes blanches sur la Figure 17) avec des températures qui varient entre 26 et 29 °C au cours des mois de décembre à avril. Les mois de mars et avril présentent particulièrement des SST les plus élevées supérieures à 28 °C entre 7 °S et 1 °N associées à des densités qui varient entre 22 et 23  $\text{kg m}^{-3}$ . Le mois de novembre présente une température moyennement chaude de 23 à 26 °C entre l'équateur et 10 °S; la zone 9-10 °S présentant les SST les plus faibles (23 °C) avec une densité de  $23 \text{ kg m}^{-3}$ .

La zone 1 °N-2 °N est la plus chaude à 10 °W avec des SST qui varient entre 27 et 29 °C. Cette zone est par ailleurs associée à de faibles densités de l'ordre de 22 à 23,5 kg m<sup>-3</sup>.

Ces sections de température montrent une thermocline qui varie entre 40 et 100 m de profondeur de manière générale. Dans la zone équatoriale, ces structures montrent une thermocline peu profonde qui varie entre 35 et 65 m caractérisée par une structure concave montrant l'approfondissement à la base de la MLD. Dans la zone 5 °S-2 °S, la thermocline présente une structure convexe indiquant sa remontée en surface avec des profondeurs de 40 à 70 m. Au sud de 5 °S, la thermocline s'approfondit davantage et varie entre 70 et 100 m.

L'analyse de la distribution verticale de la SSS au cours de la saison chaude montre des eaux de surface de faible salinité dans la zone équatoriale et qui s'étant jusqu'à 5 °S avec des valeurs autour de 35,5 psu. Dans la zone équatoriale, on note une présence permanente du maximum de salinité. Ces maxima de 36,2 psu sont situés entre 40 et 80 m de profondeur entre 1 °S et 1 °N de novembre à janvier et entre 50 à 70 m de février à avril dans la zone 2 °S-1 °N. La zone 1 °N-2 °N étant caractérisée par de très faibles salinités de surface de 35 psu pendant toute la saison. Le mois de novembre exceptionnellement présente une salinité de 35,8 psu.

Au-delà de 5 °S la salinité augmente jusqu'à 10 °S avec des valeurs en surface de 36 psu présentant des maxima de 36,4 psu aux environs de 100 m de profondeur. Les maxima de salinité observés sont situés au dessus de la thermocline. Le mois de novembre présente une salinité élevée de plus de 36 psu de la surface à 100 m de profondeur dans la région 6-10 °S avec des maxima observés à 8 et 10 °S à 80 m de profondeur.

Pendant la saison chaude, les températures les plus chaudes se situent entre 6 °S et 2 °N à partir de janvier et s'accroissent entre mars et avril. Au-delà de 6 °S, les températures baissent considérablement en allant vers 10 °S avec des températures de 22 °C entre juillet et août dans la zone équatoriale et entre septembre et octobre dans la zone 10 °S avec des densités de 24,5 kg m<sup>-3</sup>. Les eaux de surface chaudes permanentes dans la zone subéquatoriale peuvent être la cause de l'existence de couches barrières (BL: barrier Layer en anglais) océaniques. Les résultats obtenus indiquent la présence des couches barrières à 10 °S, 10 °W déjà signalées par Wade (2010). Les BL séparent la couche de mélange du sommet de la thermocline et sont capables d'isoler la couche de mélange de l'entraînement d'eau froide de la thermocline (Reeves Eyre et al., 2019).

A la différence de la saison froide, le maximum de salinité est très marqué dans la zone subéquatoriale pendant la saison chaude. Selon Voituriez (1983), la répartition méridienne de la

salinité (Figure 18) montre que ce maximum halin correspond exactement à la limite sud de la branche unique du SEC. Pour cette saison, le sud de l'équateur est caractérisé par des salinités élevées supérieures à 36 psu, formant un maximum de salinité (Figure 18) à partir de 6 °S et que l'on retrouve toujours en saison chaude. Cette zone se caractérise également par de faibles salinités de surface entre 5 °S et 2 °N dans les 30 premiers mètres. Des salinités supérieures à 36 psu et persistantes au niveau des 100 premiers mètres sont observées dans la zone subéquatoriale durant toute la saison chaude. Des maxima de salinité sont également présents autour de 2 °S et de 1 °N qui se signalent presque sur toute la saison et localisées entre 30 et 80 mètres. Ces remarques ont également été faites par Kolodziejczk et al. (2014) dans l'Atlantique tropical sur la relation entre la variabilité saisonnière de la terminaison du sous-courant équatorial et maximum de salinité associé dans le GG. Les résultats obtenus de cette étude ont montré des maxima de salinité à 0 °N, 10 °W entre 40 et 80 m de profondeur.

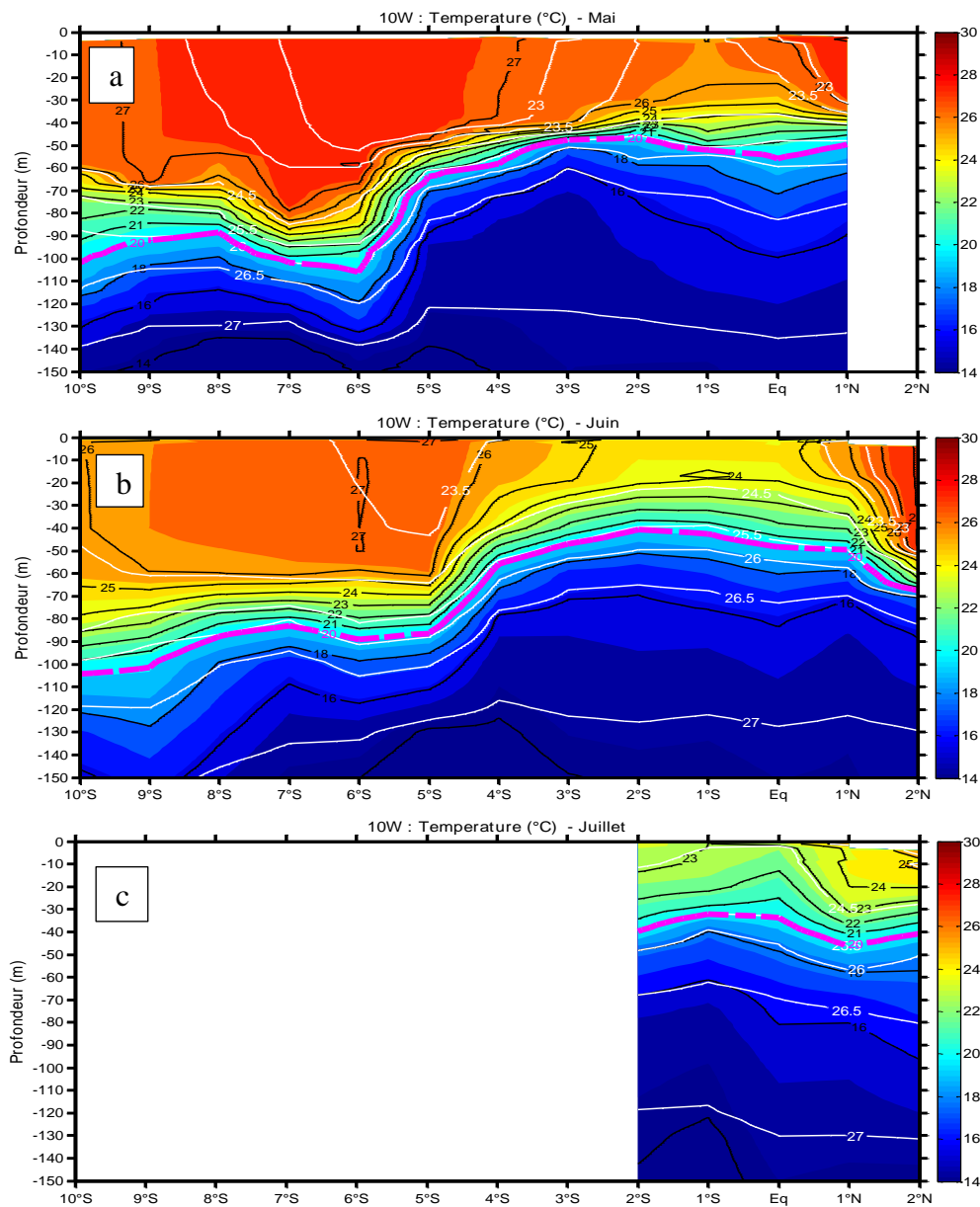
De façon générale en saison chaude, les sections de salinité obtenues, font apparaître un maximum local de salinité en surface et en subsurface, visible jusqu'à une profondeur de 100 m entre 6 °S et 10 °S et également dans la zone équatoriale entre 50 et 70 m de profondeur. Ce maximum de plus de 36,2 psu au niveau de la zone équatoriale se déplace selon les mois ou les saisons. Grodsky et al. (2014) et Hisard (1973) ont montré également un maximum de salinité locale dans le nord-ouest de l'Atlantique tropical de décembre à mars. Hisard (1973), a rattaché ce maximum de plus 36,4 psu observé de février à mars en analysant les variations saisonnières à l'équateur dans le GG pendant cette saison à la vitesse du EUC. Selon cet auteur, de février à mars, la divergence équatoriale est peu marquée et entraîne une augmentation maximale de la vitesse (proche de 100 cm/s) du EUC et la salinité du noyau subsuperficiel qui lui est associée, est la plus forte. Par ailleurs, Gordon et Piola (1983) mentionnent que la salinité maximale observée dans la zone équatoriale et subéquatoriale (5-10 °S) peut être occasionnée par l'absence de précipitations et à la l'intense évaporation pendant cette période.

Les maxima de salinité observés dans la zone 1 °S-1 °N de novembre à janvier entre 40 et 80 m et dans la zone 2 °S-1 °N de février à avril entre 50 et 70 m de profondeur ont été attribués aux effets du sous courant équatorial (EUC) par Tanguy (2011) et Kolodziejczk et al. (2014). En effet, suite à la la rétroflexion du courant nord du Brésil (NBC) indiquée par Wainer et al. (2006), des auteurs tels que Tanguy (2011); Stramma et al. (2005), ont mentionné que cette forte salinité qui caractérise les eaux de l'Atlantique sud, est à mettre à l'actif du NBC et au EUC. Les salinités élevées observées au sud de l'équateur ont été également signalées par Schott et al. (1998). Selon ces auteurs, cette zone est alimentée par des eaux chaudes et salées provenant des régions

subtropicales. Par ailleurs, Lemasson et Rebert (1973) ont attribué ces salinités élevées entre 8-10 °S au Contre-Courant Équatorial Sud.

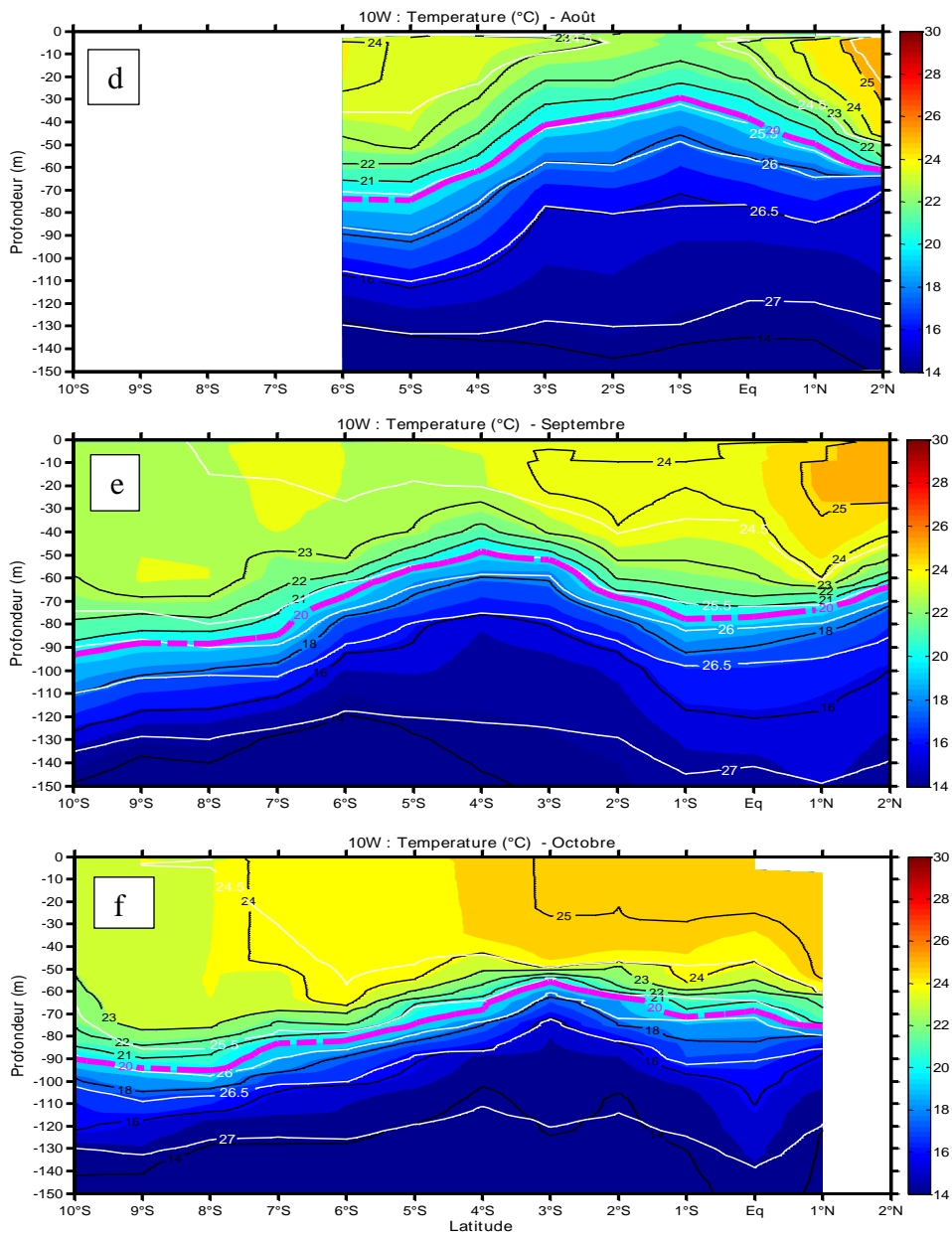
### III.1.2 PENDANT LA SAISON FROIDE: MAI A OCTOBRE

Les Figures 19 et 20 montrent respectivement les structures verticales de la température et de la salinité au cours de la saison froide de 1973 à 2017 à 10 °W entre 2 °N et 10 °S. La ligne rose représente la thermocline (m) et Les lignes blanches représentent les isolignes des densités ( $\text{kg m}^{-3}$ ) ou pycnocline et celles en noir les isothermes sur les sections de température ou les isohalines sur les sections de salinité.

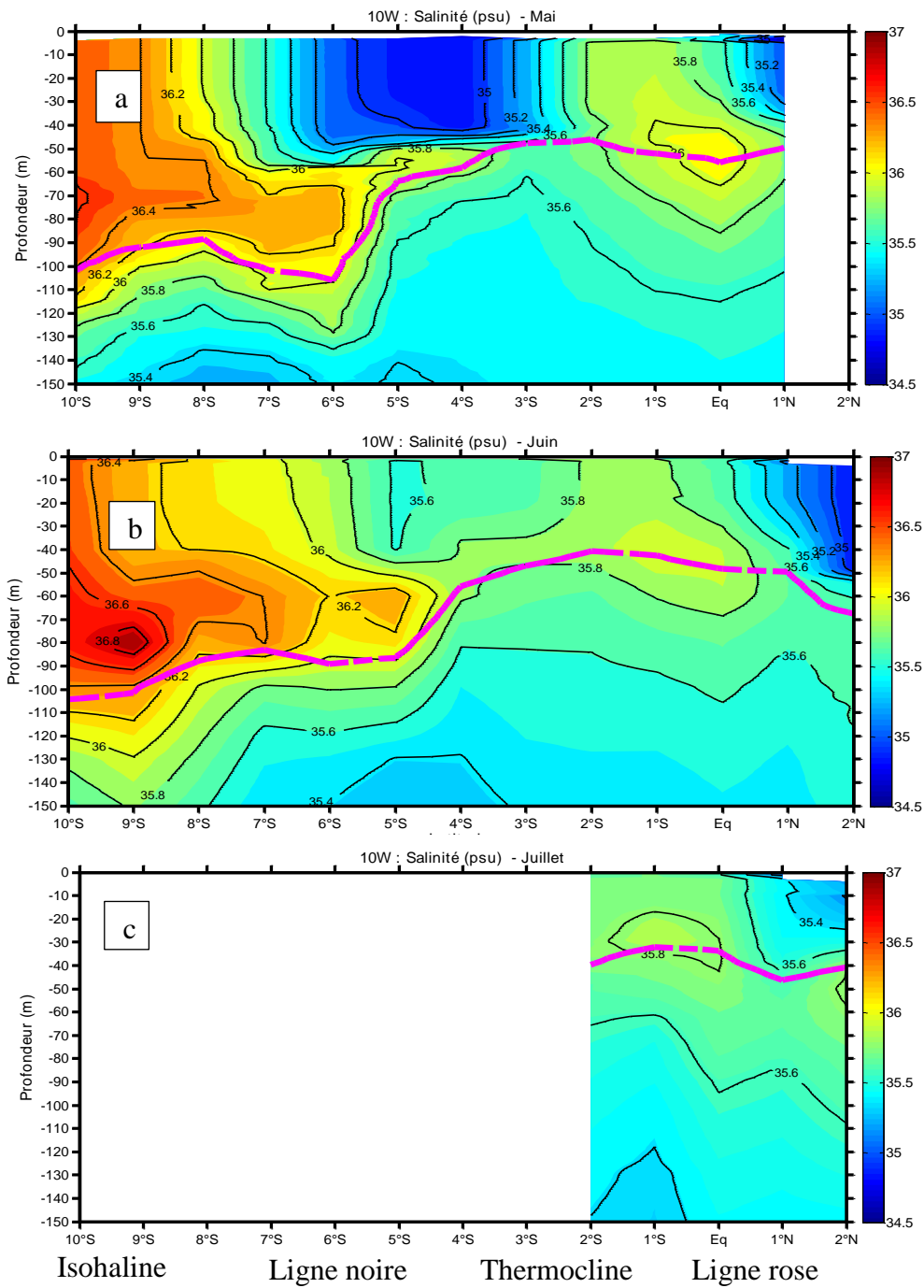


Isotherme: ligne noire; Thermocline: ligne rose; Isopycne: ligne blanche

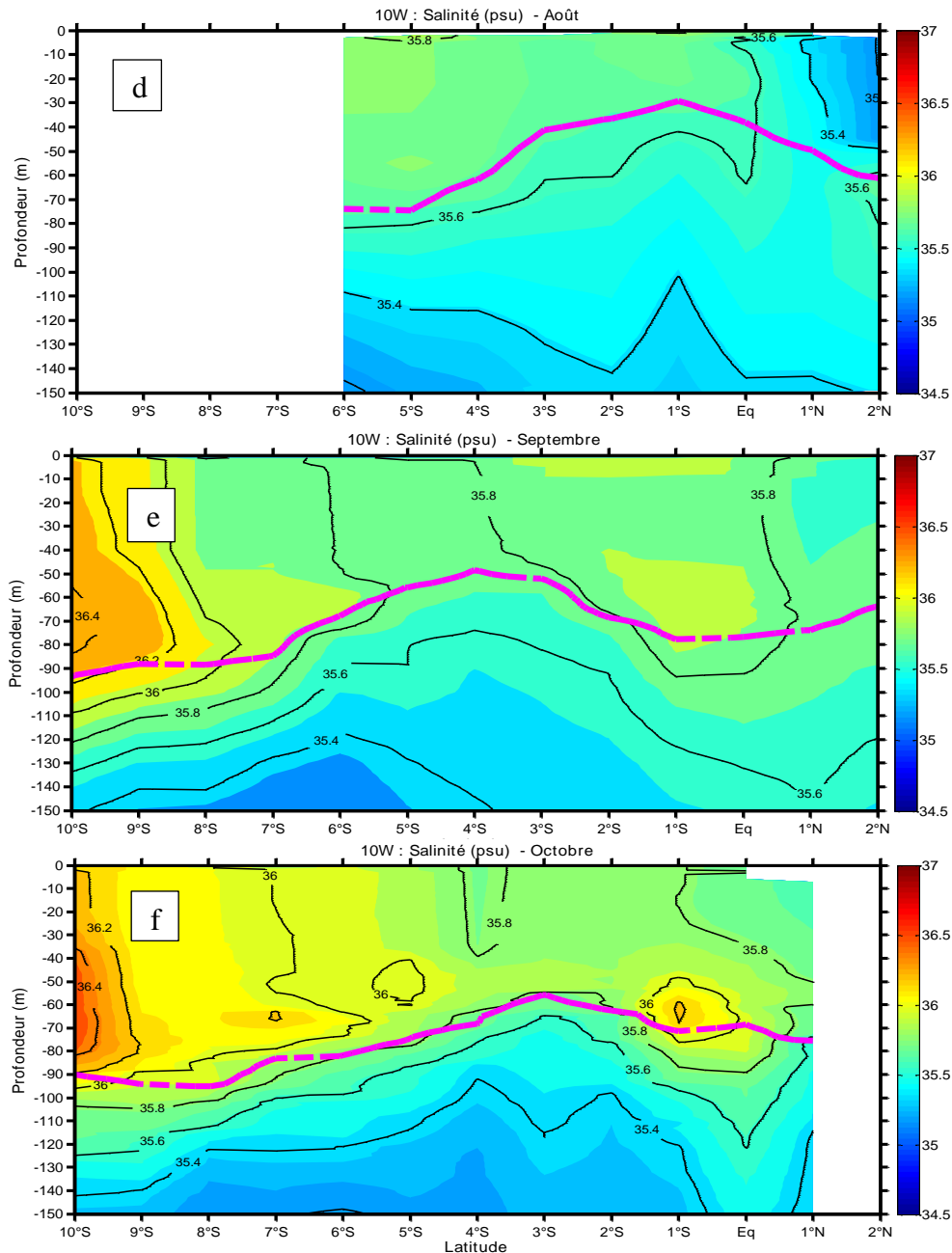
**Figure 19.** Evolution latitudinale de la moyenne mensuelle de la SST (°C) de 1973 à 2017 en saison froide



Suite Figure 19, panneau (d); (e); (f)



**Figure 20.** Evolution latitudinale de la moyenne mensuelle de la SSS (psu) de 1973 à 2017 en saison froide



Suite Figure 20, panneaux (d); (e); (f)

Les sections de température au cours de la saison froide montrent des eaux de surface froides entre juillet et octobre avec des températures qui varient entre 22 et 24 °C associées à des densités de 24,5 kg m<sup>-3</sup>. Les eaux de surface les plus froides se situent entre juillet et août dans la zone équatoriale et entre septembre et octobre dans la zone 10° sud. Les mois de mai et de juin présentent cependant des températures élevées situées entre 26 et 27 °C caractérisés par des densités variant entre 23 et 23,5 kg m<sup>-3</sup> excepté la zone 3 °S-1 °N qui présente une température faible de 25 °C en juin associée à une densité de l'ordre de 24,5 kg m<sup>-3</sup>. Ces mêmes valeurs de densité ont également été obtenues par kolodziejczyk et al. (2014) à l'aide de données *in situ* de

courantomètres entre 2003 et 2007 et de modèle entre 1993 à 2007 à 0 °N, 10 °W. La zone 1 °N-2 °N présente cependant des SST élevées de 25 à 27 °C sur toute la saison.

L'analyse de ces figures montre le soulèvement de la thermocline au cours des mois de mai à août indiqué par sa structure convexe et qui varie entre 25 et 65 m de profondeur dans la zone équatoriale. Cette thermocline s'approfondit par contre au cours des mois de septembre à octobre dans la zone équatoriale avec des valeurs de 60 à 80 m. La zone subéquatoriale est marquée par des thermoclines profondes qui varient entre 80 et 110 m au cours de la saison.

L'analyse de la distribution verticale de la SSS au cours de la saison froide montre des eaux de surface de salinité relativement élevée de 35 à 35,8 psu comparativement à la saison chaude dans la zone équatoriale et qui s'étend jusqu'à 5 °S. Hisard (1973) a également obtenu ces valeurs de salinité de 35,8 psu pendant la saison froide au cours de l'analyse des variations saisonnières à l'équateur dans le GG réalisée à 5 °W. Au-delà de 5 °S, la salinité augmente de 36 à 36,8 psu jusqu'à 10 °S avec des maxima de 36,8 psu en juin à 10 °S vers 80 m de profondeur. De même, ces maxima de salinité sont présents à l'équateur à 40 m avec une valeur de 36 psu et à 5 °S aux environs de 60 m avec une valeur de 36,2 psu. Une disparition du maximum de salinité dans la zone équatoriale est observée au cours des mois de juillet à septembre et qui réapparaît en octobre à 60 m entre 2 °S et l'équateur.

Les coupes longitudinales de température et de salinité le long de 10 °W montrent que certaines structures sont communes aux deux saisons. De façon générale, la température diminue de la zone équatoriale à la zone 10 °S caractérisée par une thermocline qui s'approfondit de la zone équatoriale à la zone subéquatoriale adoptant une inclinaison nord-sud associée à de faibles densités de  $23 \text{ kg m}^{-3}$ .

La zone 1 °N-2 °N présente la température la plus élevée associée à de faibles salinités de surface. Le maximum de salinité équatorial se retrouve au cours des deux saisons quand bien même qu'il soit disparu entre juillet et septembre et plus accentué pendant la saison chaude. En outre, plusieurs maxima de salinité de valeurs supérieurs à 36 psu sont observés. Les plus caractéristiques sont situés respectivement à l'équateur entre 50 et 70 m avec des salinités de 36 à 36,2 psu et dans la zone 6-10 °S marquée par des maxima de plus de 36,6 psu de la surface à 80 m de profondeur.

Dans la zone équatoriale, entre juillet et août, les SST (Figure 19) sont plus faibles et sont de l'ordre de 22 °C. Ce refroidissement saisonnier de la zone d'étude peut être lié à l'apparition de l'upwelling équatorial soutenue par la langue d'eau froide (Jouanno et al., 2011a). Au cours de la saison froide entre juillet et septembre, les faibles températures observées au sud de l'équateur



sont dues aux remontées d'eaux froides de l'upwelling équatorial. Ces résultats sont confirmés par les observations de Radenac et al. (2020) au sud de l'équateur entre 20 °W et 5 °W, particulièrement de juillet à août, lorsque l'expansion de la langue d'eau froide est la plus importante. Cette remontée de la thermocline, observée sur les sections de température au sud de l'équateur a été confirmée par Monger et al. (1997) et Christian et Murtugudde (2003) qui ont conclu qu'elle pourrait avoir un impact sur l'efficacité de l'upwelling équatorial.

Les faibles SST observées dans la zone subéquatoriale de juillet à octobre sont en accord avec des études du bilan de chaleur des couches de mélange dans l'Atlantique équatorial (Merle, 1980a). Ces résultats soutiennent ceux de Foltz et al. (2003) et de Wade (2010) qui affirment que pendant la saison froide, les flux de chaleur latente sont dominants dans le bilan de chaleur net et contribuent au refroidissement de la couche de surface en entraînant la baisse des SST.

Pendant cette saison, les coupes de salinité (Figure 20) présentent une variabilité plus faible qu'en saison chaude. Foltz et McPhaden (2008) trouvent qu'une faible contribution dans l'équilibre de sel à l'intérieur de la couche de mélange peut influencer la salinité de surface. Selon ces auteurs, l'advection d'eaux peu salées en surface en addition avec les fortes pluies, peut donc expliquer les fortes dessalures que l'on observe pendant la saison froide en mai dans la zone 6 °S-2 °S et également à 1 °N, ces zones étant caractérisées par de faibles salinités de 35 à 35,4 psu.

Dans la zone équatoriale, des études antérieures (Hormann et Brandt, 2007; Kolodziejczyk et al., 2009) ont également signalé la disparition du maximum de salinité obtenu au cours de cette étude entre juillet et août. Selon Kolodziejczyk et al. (2014), le forçage du vent zonal équatorial joue un rôle de premier plan en renforçant le cisaillement vertical entre les courants de surface et de subsurface et entraîne l'érosion du maximum de salinité équatorial. De plus, les résultats obtenus confirment ceux observés par Hisard (1973) avec des valeurs de 35,8 psu en saison froide. Il justifie ces résultats au cours de cette période par l'intensification des mécanismes d'enrichissement qui diminuent la force du EUC et entraînent de faibles valeurs du maximum de salinité subsuperficiel. Cependant il existe des maximums de salinité équatoriaux en juin et octobre. Ce maximum de salinité observé dans la zone équatoriale à 10 °W a été déjà mis en évidence par Hisard et al. (1977) pendant l'expérience GATE de l'été 1974, à 9 °W en août 1978 pendant la campagne CIPREA. Ces observations ont également été indiquées dans la région du Cap Lopez par Hisard et al. (1975). Selon ces auteurs, ce maximum de salinité est dû à l'upwelling équatorial dans l'Atlantique Est soutenu par le courant de Lomonossov.

Le mois de juin se distingue par une salinité de 36,8 psu à 10 °S à 80 m de profondeur. Cette salinité élevée serait due à la forte évaporation au cours de ce mois selon Michel (2006).

En effet, l'analyse du bilan E-P effectuée par Sylvain (2006) a présenté de fortes corrélations positives le long de l'équateur, qui se sont étendues jusqu'à 10 °S-10 °W de décembre à septembre. De plus, dans le GG, les récentes campagnes EGEE ont montré l'existence de profils de couche barrière (BL) avec des stratifications dans la couche de mélange à 10 °S-10 °W confirmés par Wade et al. (2011). Selon peter (2007), cette présence de BL est engendrée par l'arrivée depuis la subsurface d'eaux modales subtropicales caractérisées par un maximum de sel.

### III.2 METHODE DE DETERMINATION DE LA MLD A 10 °W

#### III.2.1 ANALYSE DES ESTIMATIONS NUMERIQUES ET VISUELLES

##### III.2.1.1 Déterminations numériques

Le Tableau 4 montre le minimum, le maximum et la moyenne des MLD obtenues à l'équateur, dans la zone 6 °S et dans la zone 10 °S selon les méthodes de l'algorithme, de seuil et de gradient. En zone équatoriale, les MLD varient de 10 à 69 m en saison chaude. En saison froide, elles sont entre 10 et 70 m. Les méthodes de gradient (HT Temp Grad et HT Dens Grad), de seuil (HT Dens Seuil, HT Temp Seuil) et de l'algorithme de Holte et Talley (HT Dens Algo) présentent des MLD plus ou moins identiques. Les couches les plus profondes sont calculées à partir de HT Temp Algo.

**Tableau 4.** Statistique des valeurs des six MLD (m) calculées indiquant le minimum, le maximum et la moyenne en fonction de la zone et de la saison à 10°W en AEE

			MLD (m)					
			HT Temp Algo	HT Dens Algo	HT Temp Seuil	HT Dens Seuil	HT Temp Grad	HT Dens Grad
ZONE EQUATORIALE	Saison chaude	Minimum	11	10	11	10	11	11
		Maximum	69	51	52	48	45	22
		Moyenne	29,45	21,31	24,68	19,60	15,96	11,94
	Saison froide	Minimum	10	10	10,5	10	11	11
		Maximum	70	62	61	52	53	31
		Moyenne	29,74	20,63	25,72	20,41	16,83	13,72
ZONE 6° SUD	Saison chaude	Minimum	13	11	18	14	11	11
		Maximum	84	69	78,50	71,50	66	41
		Moyenne	47,27	40,9	48,13	41,27	35,43	15,08
	Saison froide	Minimum	11	11	12	11	11	11
		Maximum	72	55	61,50	55	61	51
		Moyenne	51,23	36,67	47,30	36,73	38,17	26,95
ZONE 10° SUD	Saison chaude	Minimum	11	11	26,50	13,50	11	11
		Maximum	97	70,50	82	70,50	65	41
		Moyenne	48,02	39,43	52,77	43,88	32,65	13,63
	Saison froide	Minimum	13	13	20	13	13	11
		Maximum	87	84,50	86	84,50	81	61
		Moyenne	64,95	47,77	61,12	49,04	47,08	34,33

En zone 6 °S, les MLD sont comprises entre 11 et 84 m en saison chaude et entre 11 et 72 m en saison froide. Les méthodes HT Temp Algo et HT Temp Seuil donnent les profondeurs les plus élevées. La méthode HT Dens Grad présente les valeurs les plus faibles ( $11 < \text{MLD} < 41$  m). Les autres méthodes ont des valeurs proches et se situent entre 11 et 78 m.

Dans la zone 10 °S, les valeurs de MLD les plus élevées sont obtenues avec la méthode HT Temp Algo ( $11 < \text{MLD} < 97$  m) en saison chaude et en saison froide ( $13 < \text{MLD} < 87$  m). Les MLD les plus faibles sont calculées par la méthode HT Dens Grad ( $11 < \text{MLD} < 41$  m) en saison chaude et ( $11 < \text{MLD} < 61$  m) en saison froide.

D'une manière générale, les résultats des MLD moyennes et les minima (Tableau 5) indiquent que les MLD obtenues avec les méthodes de HT Temp Grad et HT Dens Grad sont les plus faibles comparées aux autres méthodes. Les méthodes de HT Temp Algo et HT Temp Seuil présentent les MLD moyennes et maximales les plus profondes. Les méthodes HT Dens Algo et HT Dens Seuil quant à elles, indiquent les MLD les moins profondes comparées aux deux dernières méthodes HT temp Grad et HT Dens Grad.

Les faibles profondeurs obtenues avec les méthodes basées sur le gradient ont été également obtenues par Lorbacher et al. (2006) et Heuzé (2011). Pour Lorbacher et al. (2006) ces faibles profondeurs sont dues au fait que les méthodes utilisées sont très sensibles aux légères variations dans le profil. De plus selon Heuzé (2011), ces faibles profondeurs seraient imputables au choix du paramètre utilisé et ces seuils ont été moins utilisés, donc moins testés et vérifiés, que ceux imposés à la méthode du seuil. Pour confirmer ces résultats, une étude expérimentale (Brainerd et Gregg, 1995) a montré que les MLD basées sur des critères de seuil sont plus stables que les MLD basées sur les gradients. Ce résultat suggère que la méthode du critère de gradient de température ou de densité (Brainerd et Gregg 1995; Holte et Talley, 2009) peut ne pas être la meilleure approche à utiliser, en particulier pour ce type de profils dans le GG.

Les méthodes de HT Temp Algo et HT Temp Seuil présentent toujours des MLD les plus profondes, résultats en contradiction avec ceux de Heuzé (2011) qui justifie ses résultats par l'instabilité de Taylor créée suite à l'évaporation de surface qui augmente la densité faisant plonger ces eaux de surface et qui induit la remontée des eaux profondes. Par contre Holte et al. (2017) mentionnent que les MLD calculées par l'algorithme hybride sont moins profondes et généralement plus précises que celles de la méthode de seuil. Leurs résultats ont été obtenus dans les régions de couche de mélange hivernale profondes telles que l'océan atlantique nord.

Ces auteurs ont par ailleurs montré que dans ces régions, la méthode seuil a tendance à surestimer la MLD par rapport à l'algorithme (Holte et al., 2017; Courtois et al., 2017).

Les MLD relativement élevées obtenues avec HT Dens Algo et HT Dens Seuil par rapport aux méthodes de gradient peuvent s'expliquer par la présence en surface d'eaux salées (Heuzé, 2011). Conforme aux études de Brainerd et Gregg (1995) et Thomson et Fine (2003), cet examen suggère que le critère de  $0,03 \text{ kg m}^{-3}$  utilisé avec HT Dens Seuil comme dans de Boyer Montégut et al. (2004) donne des MLD plus stables comparativement aux autres méthodes. Ces résultats sont aussi approuvés par Courtois et al. (2017) qui indiquent qu'un critère de différence de densité est approprié pour calculer la MLD. Par contre les travaux de Abdulla et al. (2016) ont montré qu'une évaluation minutieuse avec les profils individuels basés sur les méthodes seuil ne permettent pas de déterminer la MLD avec exactitude, résultat corroboré par Lorbacher et al. (2006) qui ont montré que les méthodes de seuil donnent de faibles MLD.

Au regard de l'analyse, cette méthode numérique ne permet pas à elle seule de faire le choix de la méthode adéquate pour l'estimation de la profondeur de la couche de mélange vue le manque de consensus entre les résultats obtenus et ceux des études antérieures. Alors Selon certains auteurs comme Stranne et al. (2018); Lorbacher et al. (2006), il faudrait compléter cette étude par une analyse de la méthode de l'inspection visuelle.

### **III.2.1.2 Déterminations visuelles**

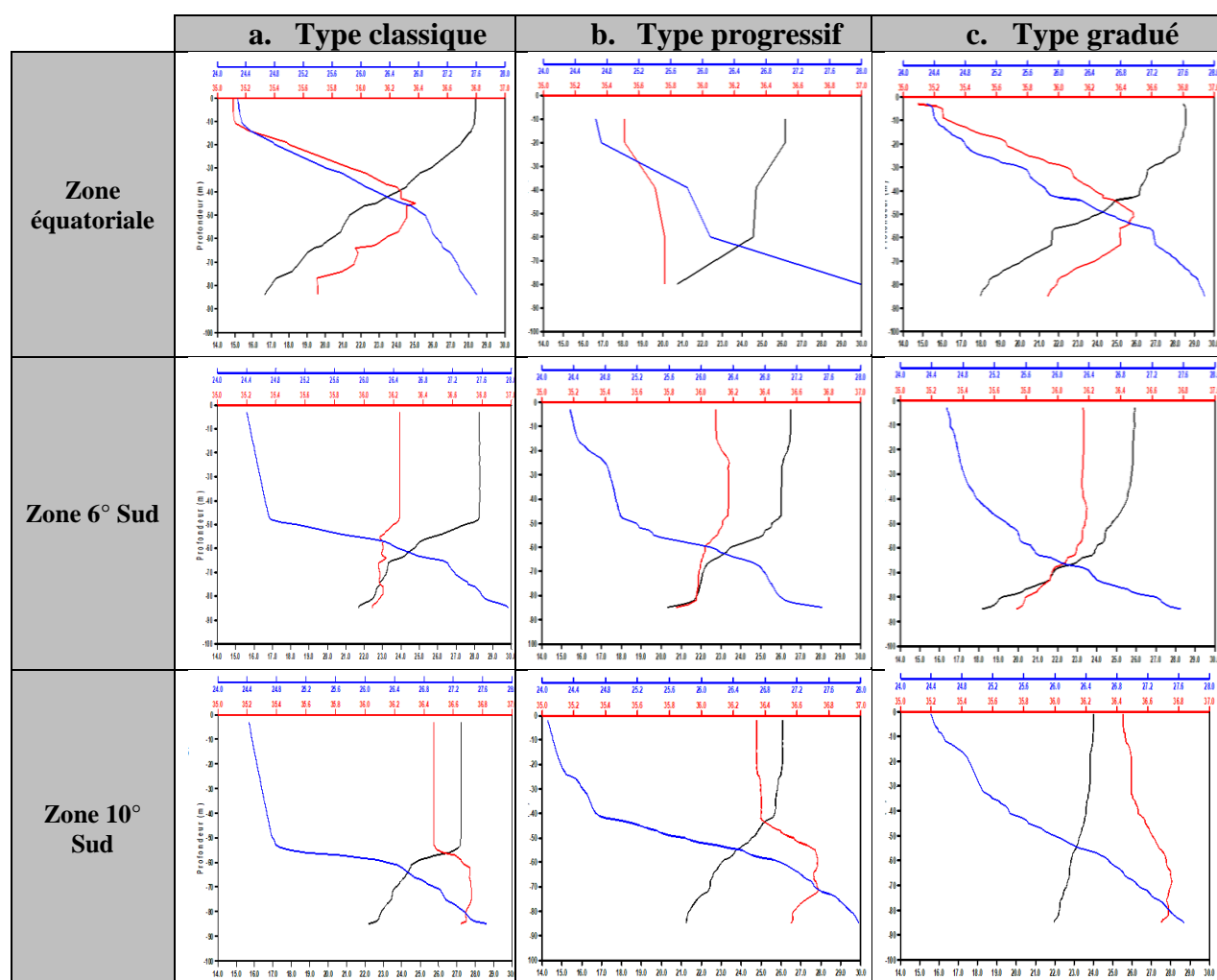
La Figure 21 montre les différentes structures hydrologiques rencontrées dans la zone d'étude à  $10^\circ\text{W}$  entre  $2^\circ\text{N}$  et  $10^\circ\text{S}$  au cours des deux saisons.

Sur la Figure 21, sont représentés les profils de température (noir), salinité (rouge) et de densité (bleu) à partir de CTD, entre 1973 et 2017 dans la zone équatoriale et subéquatoriale ( $6^\circ$  sud et  $10^\circ$  sud). Les inspections visuelles ont été réalisées sur chaque profil. A la profondeur indiquée par la première inflexion rencontrée sur chaque profil correspond la MLD visuelle recherchée.

Les profils utilisés pour déterminer les MLD ont montré différentes structures hydrographiques que l'on peut classer en trois types principaux: les types classique, progressif et gradué, comme l'ont indiqués Tai et al. (2017) en analysant la structure des eaux de surface et la profondeur des couches de mélange dans les eaux tropicales au nord de la mer de Chine méridionale.

D'une manière générale, la structure "classique" ou «summer profil» (Figure 21a) selon Holte et Talley (2009) semble bien indiquer la MLD par un changement brusque de gradient de profondeur quel que soit le type de profil utilisé. Pour ce type, les résultats montrent que les trois paramètres indiquent la même valeur de la MLD. Ces résultats ont également été indiqués par

Heuzé (2011) qui les justifie par la stratification des profils. Kara et al. (2003) ont également montré que les valeurs identiques de MLD obtenues pour les trois paramètres sont le fait de la présence d'une thermocline forte lors de leurs travaux dans le cas de l'océan mondial. Ces auteurs soutiennent que dans ces types de structure hydrologique, la détermination de la MLD peut être basée soit sur des critères de température soit sur des critères en densité sans toutefois sous-estimer ou surestimer sa valeur. Les valeurs de seuil  $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$  (HT Temp Seuil) ou  $0,03\text{ kg m}^{-3}$  (HT Dens Seuil) largement utilisées (de Boyer Montégut et al., 2004; Lavigne, 2013; Da-Allada et al., 2017) peuvent donc être utilisées sans toutefois modifier la profondeur de la MLD dans cette zone d'étude. Dans ce cas certains auteurs (Kara et al., 2003; Araujo et al., 2011) soutiennent que la stratification de la densité est exclusivement contrôlée par la température.



**Figure 21.** Exemples de principaux types de structures hydrologiques rencontrées dans les eaux de surface à  $10^{\circ}\text{W}$  en AEE au cours des deux saisons

L'analyse de la Figure 21b indique des valeurs différentes des MLD avec chaque profil pour la même structure hydrologique. Ces résultats concordent avec ceux de Heuzé (2011); Kara et al. (2003); Araujo et al. (2011). Il s'agit de profil peu stratifié selon Kara et al. (2000). Les résultats

indiquent des couches de mélange constituées de sous-couches approximativement isothermes et ou isopycnales avec des gradients de profondeur faibles en température et en densité comme observé par Tai et al. (2017). Selon Heuzé (2011) ce type de structure légèrement supérieur en densité pourrait être attribué à la présence d'une sous-couche d'eau légèrement chaude et plus salée recouvrant la thermocline principale et la pycnocline. Kara et al. (2000) justifient ce type de structure par la présence de couche barrière comme celui rencontré dans d'autres parties des océans. Selon Tai et al. (2017) cette différence entre la profondeur de la couche isothermale et la couche isopycnale indique la présence d'une structure de salinité dans la couche de mélange (Annexe II). Plusieurs études (Da-Allada et al., 2013; 2014; Berger et al., 2014; Camara et al., 2015) ont confirmé effectivement la présence de sel dans la couche de surface en Atlantique Equatorial Est. Pour ces auteurs, les profils sont très peu stratifiés et la profondeur de la MLD est fonction du choix du seuil. Ces résultats confirment ceux obtenus avec les faibles MLD obtenues par les méthodes de gradient. Concernant le type gradué (Figure 21c), comme dans Tai et al. (2017), les résultats obtenus n'indiquent pas clairement un changement brusque des gradients de profondeur permettant de marquer facilement la limite entre la couche de mélange et la thermocline principale ou pycnocline. Araujo et al. (2011) indiquent que cette situation se produit lorsque la surface de distribution de la salinité est trop suffisante en tout lieu pour induire une pycnocline à l'intérieur de la couche isothermale. Ces auteurs confortent leurs positions en expliquant que ce type de structure rencontrée peut provenir des processus de diffusion tourbillonnaire, devenant le principal mécanisme de transfert de chaleur de la surface de la mer aux eaux profondes océaniques.

L'analyse de l'inspection visuelle comme dans les cas de Lorbacher et al. (2006) et de Holte et Talley (2009) indique clairement que la profondeur de la couche de mélange varie selon le profil hydrologique utilisé, selon la zone géographique et la période (de Boyer Montégut et al., 2004) de l'étude. Par ailleurs cette étude révèle la présence non négligeable de couche saline (voir Annexe II) déjà mentionnée par plusieurs auteurs (Kolodziejczyk et al., 2009; Schlundt et al., 2014; Da-Allada et al., 2017). Ce qui suggère qu'il faut prendre en compte à la fois les profils hydrologiques de température et de salinité dans la détermination de la MLD d'où l'utilisation des profils de densité dans l'estimation de la MLD.

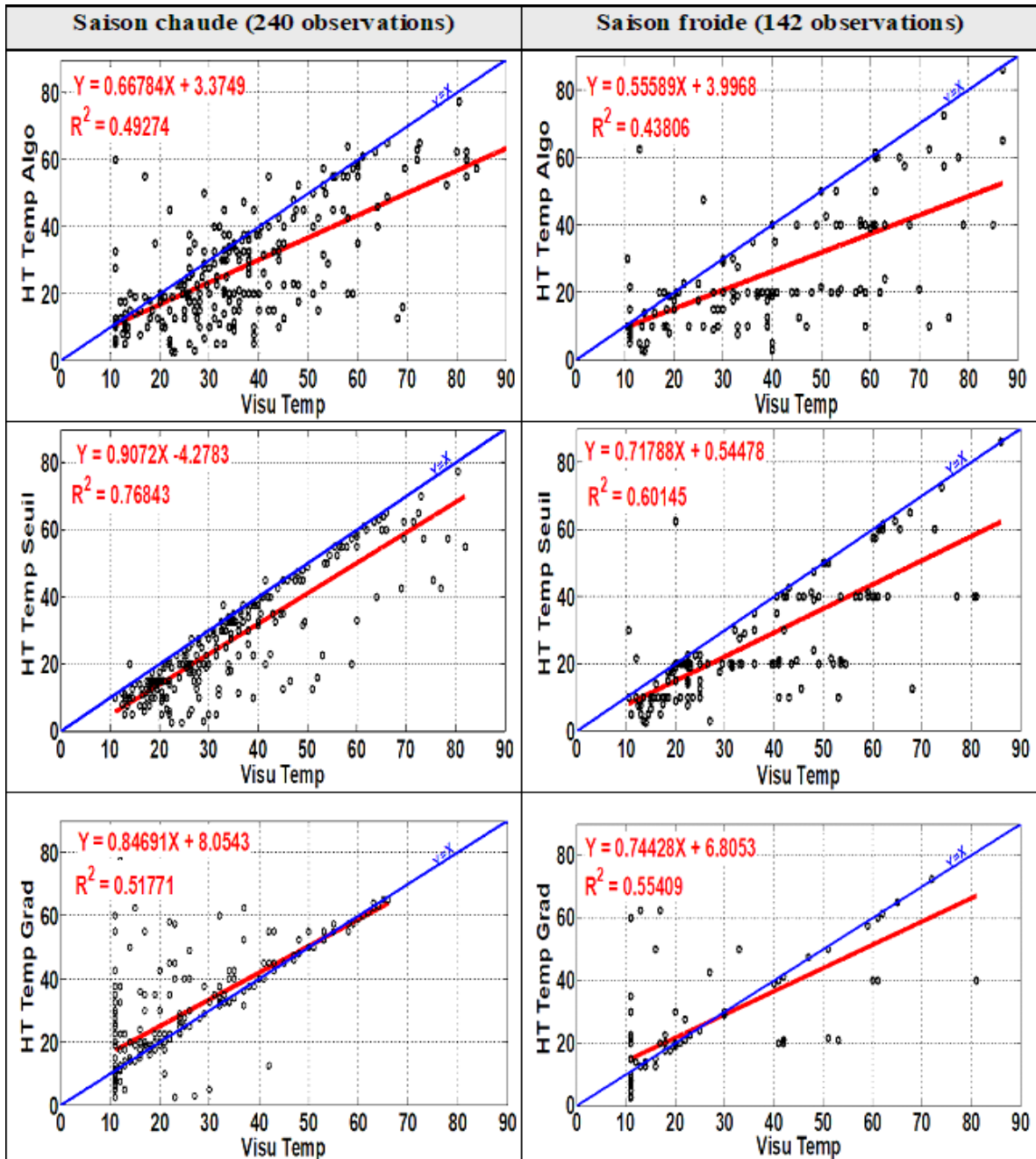
Aussi, dans l'étude, les deux premiers types (classique et progressif) qui présentent une inflexion brusque permettant de déterminer la MLD par inspection visuelle ont été retenus. De même, pour le choix de la meilleure méthode et qui sera par la suite utilisée dans cette étude, une étude statistique comparative des six MLD numériques de HT avec celles obtenues avec la méthode visuelle sera faite comme celle de Maheswaran (2004) et Nahavandian (2014) en utilisant deux méthodes.

### III.2.2 EVALUATION STATISTIQUE DES METHODES NUMERIQUES DE HOLTE ET TALLEY

#### III.2.2.1 A partir des diagrammes de régression linéaire simple (RLS)

##### III.2.2.1.1 Basée sur Visu Temp

La Figure 22 montre les diagrammes de dispersion des MLD numériques obtenues basées sur les profils de température par rapport aux MLD visuelles Visu Temp pour chaque saison dans la zone d'étude.

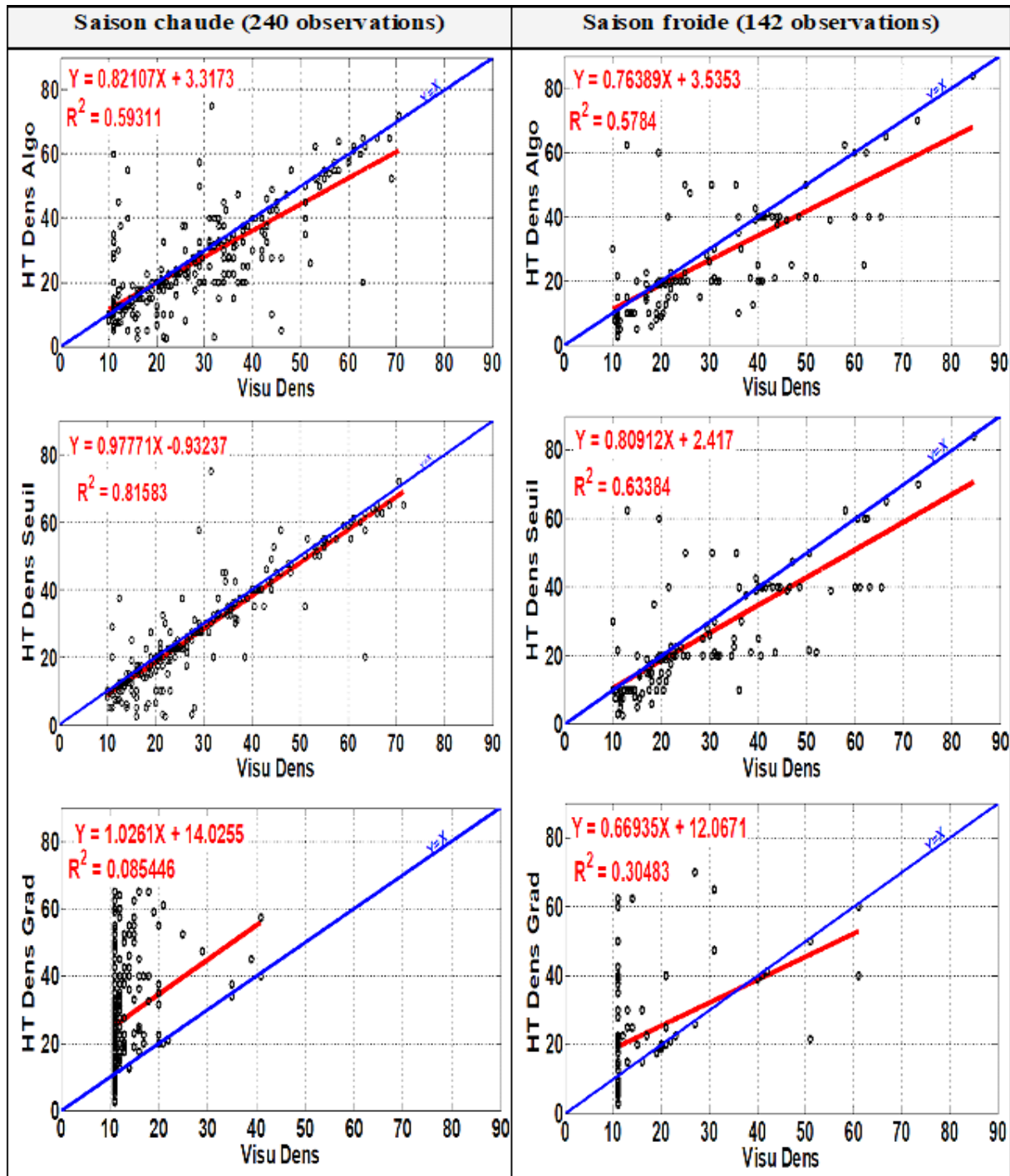


Ligne bleue : Ligne 1 : 1 ; Ligne rouge : Droite de corrélation

**Figure 22.** Corrélation entre MLD Visu Temp et MLD numériques HT Temp Algo, HT Temp Seuil et HT Temp Grad à 10 °W dans l'Atlantique Equatorial Est

### III.2.2.1.2 Basée sur Visu Dens

La Figure 23 montre les diagrammes de dispersion des MLD numériques obtenues basées sur les profils de densité par rapport aux MLD visuelles Visu Dens pour chaque saison dans la zone d'étude.



Ligne bleue : Ligne 1 : 1 ; Ligne rouge : Droite de corrélation

**Figure 23.** Corrélation entre MLD Visu Dens et MLD numériques HT Dens Algo, HT Dens Seuil et HT Dens Grad à 10 °W dans l'Atlantique Equatorial Est.



Les panneaux à gauche montrent les dispersions des MLD pendant la saison chaude et ceux à droite les dispersions des MLD pendant la saison froide. Ces figures montrent également la droite de régression linéaire et affichent le coefficient de corrélation au carré ( $R^2$ ) et l'équation de la droite correspondante pour chaque MLD tracée contre la référence choisie. L'analyse de ces figures indique que la plupart des points de données se trouvent proches de la ligne 1:1 dans le cas de HT Temp Seuil et HT Dens Seuil pendant que les points s'en éloignent pour les autres méthodes. Parmi ces six méthodes, HT Temp Seuil et HT Dens Seuil, sont les plus compatibles avec Visu Temp et Visu Dens respectivement. Les valeurs des coefficients de détermination sont résumées dans le Tableau 5 pour les deux saisons.

**Tableau 5.** Comparaison des valeurs des coefficients de détermination ( $R^2$ ) des six MLD numériques obtenues avec leur référence respective pour les deux saisons

a.	MLD (m)	$R^2$		b.	MLD (m)	$R^2$	
		Saison chaude	Saison froide			Saison chaude	Saison froide
	HT Temp Algo	0,492	0,438		HT Dens Algo	0,593	0,578
	HT Temp Seuil	0,768	0,601		HT Dens Seuil	0,815	0,633
	HT Temp Grad	0,517	0,554		HT Dens Grad	0,085	0,304

Les Tableaux 5a et 5b présentent respectivement les valeurs des coefficients de détermination basées sur les profils de température et de densité pendant les deux saisons.

L'analyse du Tableau 5a indique que seule la méthode HT Temp Seuil présente des Coefficients de détermination  $R^2 = 0,768$  en saison chaude et  $R^2 = 0,601$  en saison froide les plus élevés comparées à HT Temp Algo et HT Temp Grad. La méthode HT Temp Grad présente les coefficients de détermination les plus faibles pendant les deux saisons.

Le Tableau 5b indique que la méthode HT Dens Seuil présente les coefficients de détermination  $R^2 = 0,815$  en saison chaude et  $R^2 = 0,633$  en saison froide qui sont les plus grands possibles par rapport à HT Dens Algo et HT Dens Grad. La méthode HT Dens Grad présente également les coefficients de détermination les plus faibles au cours des deux saisons comme HT Temps Grad.

Les fortes valeurs des coefficients de détermination obtenues avec HT Temp Seuil et HT Dens Seuil corroborées par le rapprochement des points de données de la ligne 1:1 sont en accord avec les travaux de Besse (2003). En effet pour cet auteur, la méthode est meilleure lorsque le nuage de points semble épouser la ligne 1:1. Les méthodes basées sur les critères de gradient ou

l'algorithme n'ont pas un bon accord avec les MLD visuelles obtenues avec les profils de température ou de densité. Celles basées sur le gradient (HT Temp Grad et HT Dens Grad) ne se rapprochent pas de la référence et présentent de faibles valeurs de  $R^2$ . Ces résultats montrent que dans cette étude, la profondeur de la couche de mélange ne peut pas être définie à l'aide de critère de gradient de température de  $0,02 \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$  comme indiqué par Kara et al. (2000) ou de  $0,05^\circ\text{Cm}^{-1}$  suggéré par Qu (2001) et Hao et al. (2012). Ces résultats sont en contradiction avec les travaux de Bessa et al. (2017) car pour ces auteurs les méthodes de gradient sont les meilleurs à utiliser pour la détermination de la MLD dans l'Atlantique nord. Les Figures 22 et 23 montrent nettement la dispersion aléatoire des points de données autour de la ligne 1:1 pour ces deux méthodes et confirmée par les faibles valeurs de  $R^2$ .

Cette analyse montre que seules les méthodes HT Temp Seuil et HT Dens Seuil semblent se rapprocher des observations. Cependant, le seuil de  $0,2 \text{ }^\circ\text{C}$  utilisé par Wade et al. (2011); Stranne et al. (2018) et tel que présenté dans de Boyer Montégut et al. (2004) fonctionne moins bien au cours de nos travaux en raison du contraste de densité généralement faible à la base de la couche de mélange selon Stranne et al. (2018). Ces résultats sont aussi appuyés par ceux de Tai et al. (2017) qui justifient leurs résultats par la présence de sel dans la structure hydrologique qui induit l'existence d'une couche barrière.

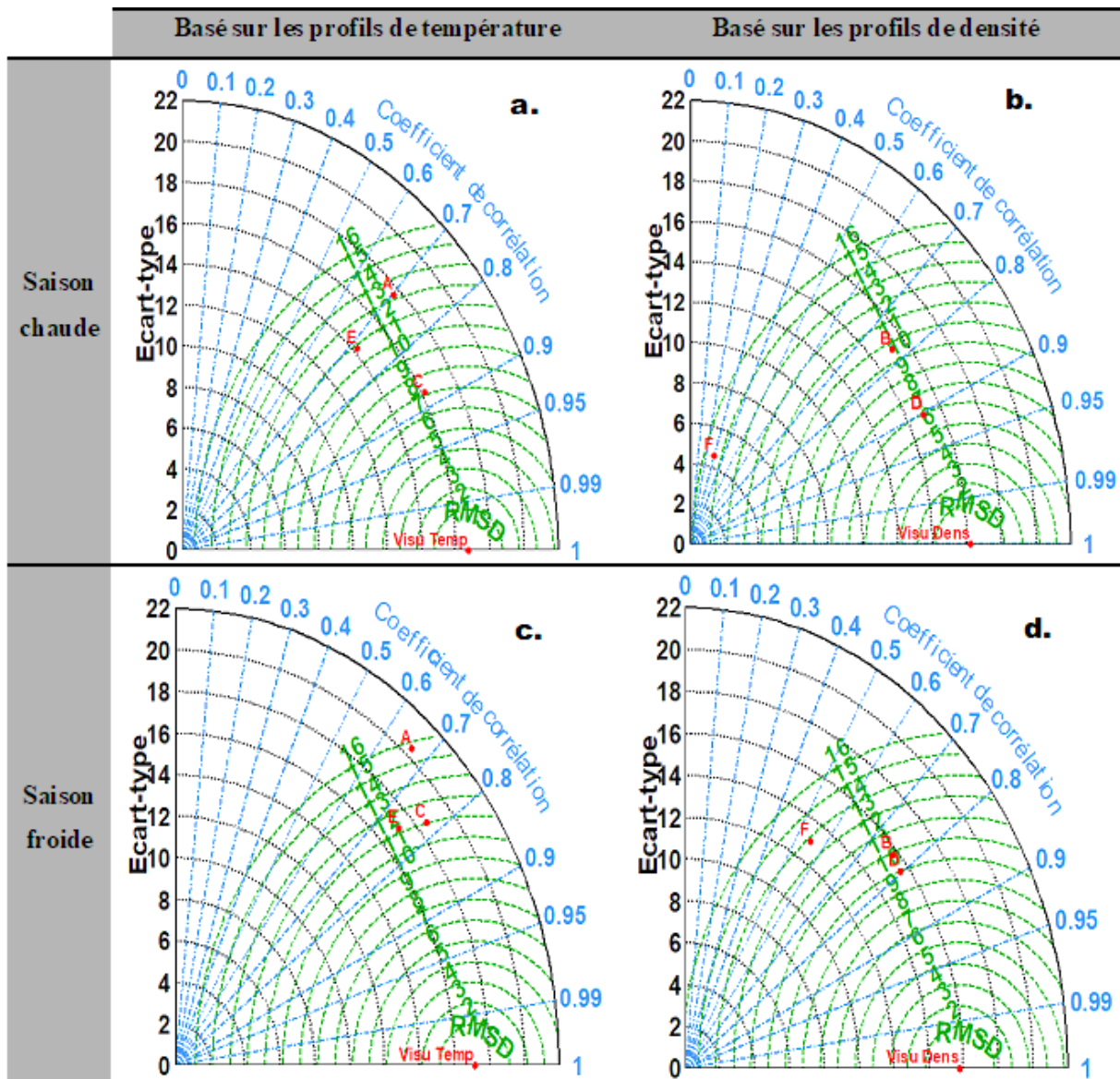
La détermination de la MLD basée sur l'estimation de la couche isothermale peut ne pas être vraiment représentative de la couche de mélange car ne prend pas en compte les effets de la salinité. Dans ces conditions la Méthode HT Temp seuil ou la méthode de différence de température fixe (FTD) mentionnée par Tai et al. (2017) n'est alors pas appropriée pour estimer la MLD comme indiquée par Miller (1976); Lukas et Lindstrom (1991); Sprintall et Tomczak (1992); de Boyer Montégut et al. (2004).

La méthode HT Dens Seuil comme la méthode de différence de densité fixe (FDD) utilisée par Tai et al. (2017) est la seule appropriée pour déterminer la MLD car elle prend en compte l'effet de la température et de la salinité dans la détermination de la MLD.

Pour consolider ces résultats, il est primordial de compléter cette étude par un autre examen graphique en suivant la méthode de Goldfarb et Pardoux (2013). Cette étape nous conduit à une autre technique de comparaison appelée "Diagramme de Taylor (2001) qui inclut un autre coefficient de comparaison qui est l'erreur quadratique moyenne (RMSE) permettant de faire le choix entre méthodes avec un minimum de risque de se tromper.

### III.2.2.2 A partir des diagrammes de Taylor

La Figure 24 montre les diagrammes de Taylor entre les méthodes numériques A: HT Temp Algo; C: HT Temp Seuil; E: HT Temp Grad sur le panneau à gauche basés sur la référence Visu Temp respectivement en saison chaude et froide. Il montre également sur le panneau à droite les diagrammes de Taylor entre les méthodes numériques B: HT Dens Algo; D: HT Dens Seuil; F: HT Dens Grad basées sur la référence visu Dens respectivement en saison chaude et froide.



**Figure 24.** Diagramme de Taylor: Comparaison entre les six méthodes numériques et les références respectives Visu temp et Visu Dens au cours des 2 saisons

Les diagrammes de Taylor basés sur les profils de température montrent que seule la variante C est la plus proche de la référence Visu Temp par rapport aux deux autres variantes A et E pour la saison chaude (Figure 24a). En saison froide, la Figure 24c indique que la méthode A est la plus éloignée de la référence Visu Temp mais l'observation seule ne permet pas d'indiquer entre les méthodes C

et E laquelle est la plus proche de la référence. Pour les diagrammes basés sur les profils de densité la Figure 24 montre que pour les deux saisons, seule la méthode D semble se rapprocher le plus de la référence Visu Dens par rapport aux méthodes B et F.

Dans le Tableau 6, sont présentés les indices de performance statistiques déterminés pour ces méthodes basées sur les profils de température selon les diagrammes de Taylor obtenus.

**Tableau 6.** Comparaison des indices de performance: Moyenne (m) , Ecart-type, RMSE (m), R et  $R^2$  des MLD de références (Visu Temp) obtenues avec les MLD numériques HT Temp Algo, HT Temp Seuil et HT Temp Grad

Périodes	Indices de performance	MLD (m)			
		Visu Temp	HT Temp Algo	HT Temp Seuil	HT Temp Grad
Saison chaude	Moyenne (m)	27,523	36,158	35,054	22,988
	Ecart-type	16,747	17,602	16,182	14,228
	RMSE (m)	0,000	13,284	8,198	11,832
	R	1,000	0,702	0,877	0,720
	$R^2$	1,000	0,493	0,768	0,518
Saison froide	Moyenne (m)	26,356	40,222	35,954	26,268
	Ecart-type	17,159	20,431	18,537	17,162
	RMSE (m)	0,000	15,741	12,029	12,27
	R	1,000	0,662	0,776	0,744
	$R^2$	1,000	0,438	0,601	0,554

Le Tableau 6 présente les indices de comparaison entre la méthode de l'inspection visuelle Visu Temp et les méthodes numériques A, C et E pour les deux saisons.

Ce Tableau montre que la méthode HT Temp Seuil présente les corrélations les plus fortes avec Visu Temp ( $R^2 = 0,768$  en saison chaude,  $R^2 = 0,601$  en saison froide) et les plus faibles valeurs de RMSE = 8,198 en saison chaude et RMSE = 12,029 m en saison froide contrairement à HT Temp Algo et HT Temp Grad. Ces deux dernières variantes présentent en effet, les indices de performances les plus élevés possibles avec la référence. Pour la variante HT Temp Algo en saison chaude RMSE = 13,284 m contre la RMSE = 15,744 m en saison froide pendant que HT Temp Grad présente en saison chaude RMSE = 11,832 m contre RMSE = 12,27 m en saison froide.

Ces faibles valeurs de RMSE obtenues quelle que soit la saison entre Visu Temp et HT Temp Seuil sont en accord avec ceux de Kobayashi et Salam (2000) qui ont montré que la méthode numérique n'est performante que lorsque la distance entre les observations et les simulations est la plus faible possible. Ces résultats ont été aussi appuyée par les travaux de Taylor (2001) et de Marc (2013). Pendant ces deux saisons c'est cette méthode qui présente la plus forte corrélation (Tableau 6). Ces résultats montrent que la méthode du seuil de température est la mieux adaptée quelle que soit la saison.

La méthode HT Temp Grad basées sur les critères de gradient de température utilisées par de Boyer Montégut et al. (2004) et Mignot et al. (2009) sous-estiment les valeurs de MLD obtenues an AEE. Pour Stranne et al. (2018), la méthode du seuil de température (0,2 °C) est plus simple car il y a plus de données de température disponibles que de données de salinité sur la base de données mondiale sur les océans, rendant ainsi cette méthode plus utile dans son ensemble. Pour Ohno et al. (2009), l'utilisation de la méthode basée sur le seuil de température vient du fait qu'elle est simple et peut également être appliquée dans le cas des profils ayant des résolutions verticales variables.

Dans le Tableau 7 sont présentés les indices de performance statistique déterminés pour ces méthodes basées sur les profils de densité selon les diagrammes de Taylor obtenus.

**Tableau 7.** Comparaison des indices de performance: Moyenne (m) , Ecart-type, RMSE (m), R et R<sup>2</sup> des MLD de références (Visu Dens) obtenues avec les MLD numériques HT Dens Algo, HT Dens Seuil et HT Dens Grad

Périodes	Indices de performance	MLD (m)			
		Visu Dens	HT Dens Algo	HT Dens Seuil	HT Dens Grad
Saison Chaude	Moyenne (m)	27,386	29,315	28,965	13,021
	Ecart-type	16,18	15,177	14,948	4,609
	RMSE (m)	0	10,672	6,952	15,474
	R	1	0,77	0,903	0,292
	R <sup>2</sup>	1	0,593	0,816	0,085
Saison froide	Moyenne (m)	25,454	28,694	28,472	20
	Ecart-type	15,78	15,71	15,526	13,016
	RMSE (m)	0	10,897	9,998	13,843
	R	1	0,761	0,796	0,552
	R <sup>2</sup>	1	0,578	0,634	0,305

Le Tableau 7 présente les indices de comparaison entre la référence Visu Dens et les méthodes numériques B, D et F pour les deux saisons.

Le tableau 7 montre que la variante HT Dens Seuil présente les corrélations les plus fortes avec Visu Dens ( $R^2 = 0,816$  en saison chaude et  $R^2 = 0,634$  en saison froide) et les valeurs de RMSE = 6,952 m en saison chaude et RMSE = 9,998 m en saison froide les plus faibles possibles contrairement à HT Dens Algo et HT Dens Grad pour les deux saisons. Ces deux dernières variantes présentent en effet les indices de performances les plus élevés possibles avec la référence. Pour la variante HT Dens Algo en saison chaude, la RMSE = 10,672 m contre RMSE = 10,897 m en saison froide pendant que HT Temp Grad présente en saison chaude une RMSE = 15,474 m contre RMSE = 13,843 m en saison froide. De plus ces deux méthodes ont les coefficients de corrélation  $R^2 = 0,085$  en saison chaude et  $R^2 = 0,305$  en saison froide, les plus faibles possibles.

Ces valeurs d'indices de performance les plus élevés obtenus avec HT Dens Algo et HT Dens Grad sont en contradiction avec les résultats de Taylor (2001), Marc (2013), et Chai et al. (2013). Ces auteurs ont indiqué que la méthode simulée est meilleure lorsque sa RMSE est la plus petite possible. Dans ce contexte les faibles valeurs des indices obtenus avec la méthode HT Dens Seuil s'apparentent mieux à ceux de ces auteurs. Cette méthode HT Dens Seuil avec le critère de  $0,03 \text{ kg m}^{-3}$  donne des valeurs de MLD les plus proches de celles définies par la méthode visuelle Visu Dens (Figure 24). Ces résultats sont en accord avec ceux de de Boyer Montégut et al. (2004). Le modèle HT Dens Algo donne des valeurs de MLD nettement plus profondes que les observations (Visu Dens) tandis que celles obtenues avec HT Dens Grad offrent des MLD un peu plus faibles. Les critères de gradient de densité utilisé par Brainerd et Gregg (1995) sous-estiment les valeurs de MLD obtenues an AEE. Finalement les résultats indiquent que le modèle de HT Dens Seuil est le mieux adapté pour la détermination de la MLD, car il offre des MLD proches des MLD définies par la méthode visuelle basée sur les profils de densité. Ces résultats confirment ceux obtenus dans le paragraphe précédent qui montrent la présence de couche barrière dans la zone d'étude.

Pour un choix judicieux de la méthode, il est nécessaire de comparer les deux méthodes HT Temp Seuil et HT Dens Seuil qui présentent les indices de comparaison les plus performantes par rapport aux autres méthodes numériques pour les deux saisons. Ces indices sont indiqués dans le Tableau 8.

**Tableau 8.** Comparaison des valeurs des indices de performance:  $R^2$ , RMSE (m) et du %RMSE pour les deux saisons entre les méthodes HT Temp Seuil (m) et HT Dens Seuil (m)

	Indices de comparaison	valeurs des indices de performance: saison chaude	valeurs des indices de performance: saison froide
<b>HT Temp Seuil</b>	$R^2$	0,768	0,601
	RMSE	8,198	12,029
	%RMSE	23,386	33,457
<b>HT Dens Seuil</b>	$R^2$	0,815	0,634
	RMSE	6,952	9,997
	%RMSE	24,001	35,114

Le Tableau 8 présente la comparaison des valeurs des indices de performance entre la méthode HT Temp Seuil et HT Dens Seuil pendant la saison chaude et la saison froide.

L'analyse du Tableau 8 montre que la variante HT Dens Seuil présente les corrélations les plus fortes avec Visu Dens ( $R^2 = 0,815$  en saison chaude et  $R^2 = 0,634$  en saison froide) contre  $R^2 = 0,768$  en saison chaude et  $R^2 = 0,601$  en saison froide pour HT Temps Seuil. De plus les valeurs de RMSE = 6,952 en saison chaude RMSE = 9,998 m en saison froide, sont les plus faibles possibles pour HT Dens Seuil contrairement à HT Temp Seuil pour les deux saisons qui présentent les valeurs les plus élevées.

Ces résultats montrent que pendant la saison froide et la saison chaude il est préférable d'utiliser la méthode HT Dens Seuil basée sur les critères de densité de  $0,03 \text{ kg m}^{-3}$  comme ceux obtenus par de Boyer Montégut et al. (2004) pour le calcul de la profondeur de la couche de mélange dans le GG. Ces résultats sont aussi approuvés par Lavigne (2013) qui au cours de ses travaux en Méditerranée a utilisé le critère de différence de densité  $0,03 \text{ kg m}^{-3}$  pour la détermination de la MLD.

Les résultats obtenus montrent que la détermination de la MLD dans l'Atlantique Equatorial Est se fait à l'aide de la méthode HT Dens Seuil et ne tient pas compte de la saison contrairement à Holte et Talley (2009) qui ont déterminé des MLD selon des profil d'hiver et d'été. Pour Lewis et al. (1990) ce critère basé sur la densité, inclut les effets de la salinité.

Toutefois, ces résultats montrent qu'en présence uniquement de données de profils de température, la détermination de la MLD peut se faire à l'aide du critère de température de  $0,2 \text{ }^\circ\text{C}$  en AEE. Ce résultat a été aussi obtenu par Kara et al. (2003); Carton et Giese (2008) et Grodsky et al. (2008) qui ont montré que ce critère de différence de température absolue

fonctionne bien en Atlantique nord. Thomson et Fine (2003) ont montré que les estimations de la MLD liées à la température étaient préférables pour les applications biologiques. Pour ces auteurs la couche isothermique et la MLD sont comparativement identiques comme le soutiennent Obata et al. (1996). Dans ces conditions la stratification de la densité est exclusivement contrôlée par la température comme suggérée par Araujo et al. (2011).

## **CONCLUSION**

L'analyse des coupes longitudinales de température et de salinité obtenues à partir des données le long de 10 °W ont permis de retrouver les structures types des eaux de surface du GG. La zone équatoriale présente en subsurface des noyaux de maximums de salinité plus accentués en saison chaude situés entre 50 et 70 m, mais qui disparaissent entre juin et septembre en saison froide. Dans la région au sud de l'équateur, entre 6 °S et 10 °S, des eaux de fortes salinités occupent les 80 premiers mètres en surface. La température de surface diminue de la zone équatoriale à 10 °S. La thermocline s'approfondit de l'équateur vers les zones plus au sud.

L'étude a permis de trouver trois types de profils, à savoir, le type classique, le type progressif et le type gradué. Les deux premiers types permettant de déterminer avec la plus grande précision la MLD (au premier gradient de profondeur brusque rencontré sur chaque profil correspond une MLD donnée) ont été retenus pour l'étude. La méthode du seuil de densité de l'algorithme de Holte et Talley avec une référence de 10 m a prouvé, à partir des analyses et évaluations statistiques et graphiques des résultats numériques et visuels, sa capacité à mieux estimer les MLD à 10 °W, quelle que soit la saison. Cependant, lorsque seuls les profils de température sont disponibles, la méthode du seuil de température est plus indiquée.



## CHAPITRE IV : VARIABILITE SPATIALE ET SAISONNIERE DE LA MLD ET DISTRIBUTION DES NITRATES DANS LA COUCHE DE SURFACE OCEANIQUE

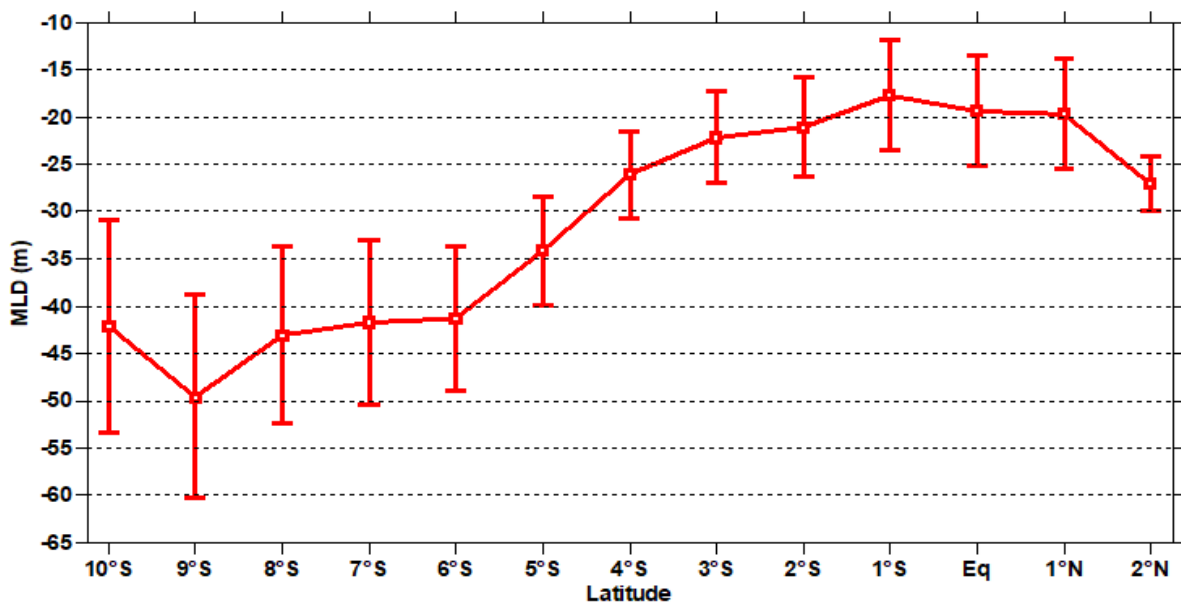
### INTRODUCTION

Comme démontré dans les précédents chapitres, les processus verticaux unidimensionnel (subsurface et surface) sont essentiels pour expliquer la variabilité saisonnière des concentrations de nitrates dans la couche de mélange. Il s'agit de s'intéresser donc ici aux processus verticaux qui modifient les concentrations de nitrates, et plus précisément dans la région 10 °W à l'échelle saisonnière. Ces processus verticaux sont la MLD, la profondeur de la nitracline et la thermocline qui subissent des variations sous l'influence de la SST, de la diffusion verticale qui représente le mélange turbulent. En outre, l'advection verticale (l'upwelling équatorial), importante dans l'Atlantique Equatorial Est en lien avec la remontée de la thermocline et la divergence des courants contribue à la variabilité de la SST en définissant l'intrusion des eaux de la thermocline dans la couche de mélange.

### IV.1 VARIABILITE SPATIALE ET SAISONNIERE DE LA MLD A 10 °W

#### IV.1.1 VARIABILITÉ LATITUDINALE (SPATIALE) À 10 °W DE 2 °N À 10 °S

La Figure 25 montre l'évolution spatiale de la moyenne climatologique de la MLD sur la période 1973 à 2017 entre 2 °N et 10 °S à 10 °W.



**Figure 25.** Variabilité spatiale de la MLD (m) entre 2 °N et 10 °S le long de la radiale 10 °W d'octobre 1973 à mars 2017. Les barres d'erreur représentent les valeurs d'écart

La MLD varie entre 18 et 50 m entre 2 °N et 10 °S. Dans la zone équatoriale (2 °N-2 °S) jusqu'à 4,5 °S, les MLD sont inférieurs à 30 m. De 27 m à 2 °N, la MLD diminue jusqu'à un minimum

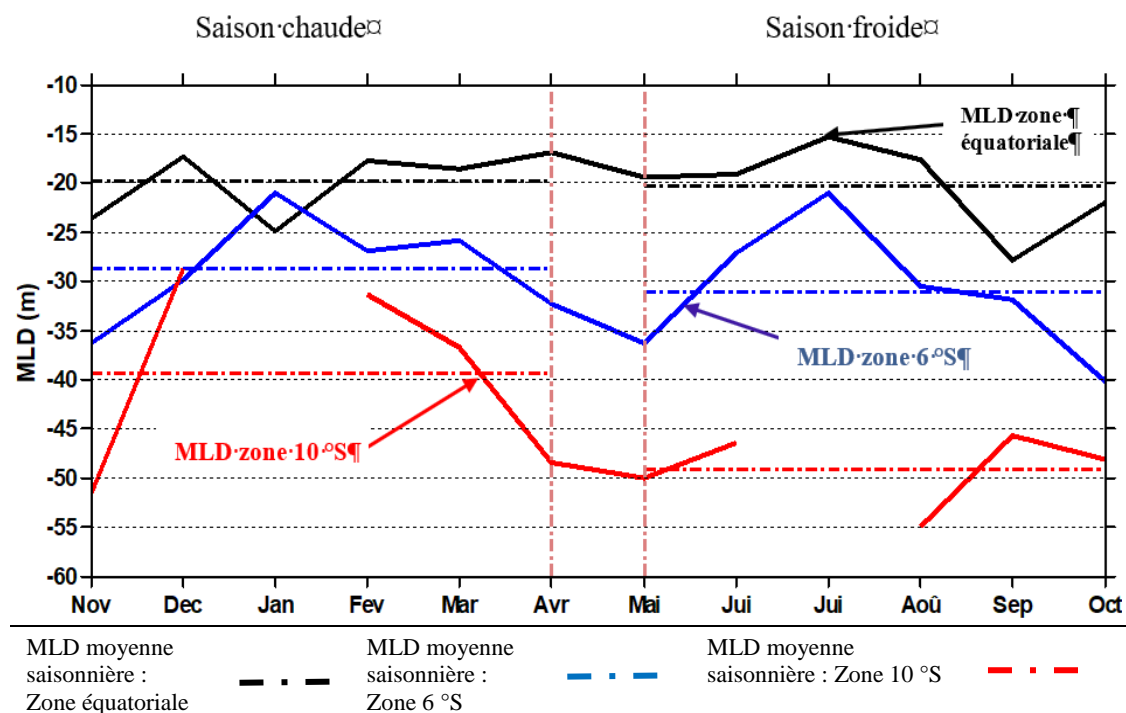
de 18 m à 1 °S avant de s'approfondir à 26 m à 4 °S. Entre 4,5 °S et 9 °S, la MLD varie fortement de 30 à 50 m puis diminue à 42,5 m à 10 °S. Les valeurs de la MLD augmentent de la bande équatoriale à la zone 10 °S.

Dans la bande équatoriale, les résultats révèlent que les MLD sont globalement inférieurs à 30 m. Ces résultats sont conformes à ceux de Planton et al. (2018) et de Peter (2007), qui ont tous deux obtenu des MLD variant de 10 à 30 m en utilisant des modèles numériques. Selon Foltz et al. (2003), ces MLD sont moins profondes que ceux du bassin équatorial occidental de l'océan Atlantique tropical.

Au sud de l'équateur, des valeurs de MLD plus profondes ont été observées dans la zone 10 °S par rapport à celles de la zone 6 °S. Ces valeurs de MLD plus élevées ont également été trouvées par Wade et al. (2011) dans ce même domaine. En utilisant le critère de seuil de température de 0,2 °C pour étudier le bilan de chaleur de la couche de mélange dans l'Atlantique Equatorial Est de 2005 à 2007, Wade et al. (2011) montrent que les valeurs de MLD varient entre 20 et 40 m dans la zone 6 °S alors qu'elles varient de 21 à 65 m dans la zone 10 °S. Au sud de l'équateur, cette forte augmentation de la MLD pourrait s'expliquer par un flux de flottabilité négatif conduisant à une augmentation de la densité de la couche superficielle de l'océan (Gill, 1982).

#### IV.1.2 VARIABILITE SAISONNIERE DE LA MLD A 10 °W

La Figure 26 montre l'évolution de la moyenne mensuelle climatologique de la MLD dans la zone équatoriale, les zones 6 °S et 10 °S pendant les saisons chaudes et froides.



**Figure 26.** Evolution saisonnière de la MLD (m) à 10 °W d'octobre 1973 à mars 2017

#### **IV.1.2.1 Dans la zone équatoriale: 2 °N-2 °S**

Pendant la saison chaude (novembre à avril), les MLD varient entre 17 et 25 m. Les MLD maximales sont observées en novembre et janvier et les faibles valeurs en décembre et entre février et avril. Pendant la saison froide (mai à octobre), les MLD varient entre 15 et 28 m. Une baisse de la MLD est observée de mai (19,5 m) à un minimum de 15 m en juillet. Ensuite, la MLD augmente de juillet à octobre (22 m) avec un maximum de 28 m en septembre. La MLD saisonnière moyenne dans la bande équatoriale est de 20 m quelle que soit la saison.

Ce travail montre que la MLD saisonnière moyenne dans la bande équatoriale est de 20 m quelle que soit la saison. Un résultat similaire a également été observé par Foltz et al. (2003) qui ont trouvé des valeurs de MLD allant de 17 m en juillet à 34 m en octobre le long de l'équateur à 10 °W. Camara et al. (2015) utilisant un critère de densité avec un seuil de  $0,01 \text{ kg m}^{-3}$  pour estimer la MLD lors de l'étude du contenu de sel de la couche de mélange dans la zone équatoriale de l'océan Atlantique tropical ont également conclu que les variations saisonnières des MLD sont relativement faibles au cours de chacune des ces saisons.

Les valeurs relativement élevées de la MLD (23 à 28 m) obtenues entre septembre - novembre et janvier ont également été observées par Planton et al. (2018) entre octobre et novembre dans le bassin équatorial de 15 °W à 0 °E entre 1 °N et 4 °S avec des MLD de 20 à 30 m. Jouanno et al. (2011b), utilisant un modèle régional du contenu de chaleur saisonnier dans l'Atlantique équatorial ont confirmé l'approfondissement de la couche de mélange de juillet à octobre. L'augmentation de la MLD observée entre septembre et novembre pourrait en effet s'expliquer par la réduction du rayonnement solaire incident, mais aussi par une augmentation du flux de chaleur latente qui se superpose à la perte de chaleur de la couche de mélange due au mélange diapycnal (Hummels et al., 2013). Ces pertes de chaleur de la MLD conduisent au refroidissement de l'eau et entraînent une diminution de la flottabilité qui provoque un approfondissement de la couche de mélange. S'il est vrai que nos résultats indiquent une faible MLD dans la zone équatoriale, les mois de septembre à janvier montrent cependant un léger approfondissement tandis que Camara et al. (2015) ont trouvé de faibles valeurs sur la même période. Ils ont attribué ces faibles profondeurs au résultat de la stratification saisonnière de la couche de surface due au chauffage estival.

Le mois de décembre présente de faibles MLD (17 m) provenant de légères diminution de novembre (23 m) à 17 m. Ces résultats sont soutenus par les travaux de Jouanno et al. (2011b). En analysant le contenu de chaleur saisonnier dans les 100 premiers mètres de l'océan Atlantique équatorial, Jouanno et al. (2011b) ont obtenu des MLD qui diminuent de 22 à 16 m de novembre

à décembre. Selon ces auteurs, cette diminution des MLD pourrait être causée par le relâchement des vents en décembre. En décembre, l'intensité des vents diminue et conduit à un renforcement de la stratification des couches superficielles entraînant une diminution de la MLD. Weingartner et Weisberg (1991a; b) ont également noté de faibles MLD de la mi-décembre au début du mois de mai à 28 °W pendant le programme Atlantique équatorial (SEQUAL). Ils ont attribué la diminution de la MLD aux faibles vitesses du vent entre décembre et avril.

De février à avril, la profondeur de la couche de mélange diminue également légèrement. Foltz et al. (2013) et Hummels et al. (2013; 2014) ont en effet montré que pendant la saison chaude, la variation de la MLD est principalement régie par les flux de chaleur incidente, les courtes longueurs d'onde et les flux de chaleur latente. Les flux de chaleur dus aux longues longueurs d'onde restent constants tout au long de l'année (Weingartner et Weisberg, 1991a, b; Foltz et al., 2003). En effet, de janvier à avril, Foltz et al. (2003) ont observé une légère augmentation du rayonnement de courte longueur d'onde et une diminution de la chaleur latente 10 °W à l'équateur. Ces deux facteurs conduisent à une augmentation de la flottabilité en diminuant la densité des eaux et un renforcement de la stratification qui provoquent une diminution de la MLD. Skielka et al. (2010) ont également expliqué à partir des résultats d'un modèle général de turbulence océanique (Burchard et al., 1999) que la baisse de la MLD à 0 °N-23 °W entre février et avril pourrait être attribuée à la faible intensité des vents de surface entraînant une faible production mécanique turbulente (TKE) couplée à une forte stratification des couches supérieures. Selon ces auteurs, ces deux facteurs contribuent à empêcher l'approfondissement de la couche de mélange.

Entre avril et juin, les résultats obtenus indiquent une augmentation de la MLD qui pourrait s'expliquer par un renforcement des vents. Cette augmentation de la turbulence a également été observée par Giordani et al. (2013), ainsi que Brandt et al. (2014). En effet, le renforcement des vents entraîne une augmentation des turbulences (Renault 2008), du mélange vertical (Casado Lopez, 2011) et empêche la stratification. De plus, les vents forts provoquent une perte de chaleur dans la couche de mélange (Josey, 2003; Herrmann et Somot, 2008), ce qui entraîne une réduction du flux de flottabilité des couches de surface. La superposition de ces deux facteurs provoque l'augmentation de la MLD. L'augmentation de la MLD observée au cours de cette période peut également être due à l'upwelling équatorial et à l'effet de l'eau froide transportée par l'advection zonale dans la bande équatoriale depuis l'Est (Skielka et al., 2010).

Entre juillet et août, l'augmentation de la MLD observée pourrait être due à l'augmentation du mélange vertical résultant du fort cisaillement entre le courant équatorial sud (SEC) et le sous

courant équatorial (EUC) dans la bande équatoriale. Planton et al. (2018) dans leur étude des processus océaniques contrôlant la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide à partir des événements «intenses» de la langue d'eau froide avaient également observé une intensification des vents entre avril et août ainsi qu'une augmentation du cisaillement vertical de courant entre l'EUC et la SEC. Foltz et al. (2003) ont également mentionné le renforcement dans la bande équatoriale du SEC au cours de l'été boréal (juillet-septembre). Le mélange vertical sous la couche de mélange provoqué par le cisaillement de ces deux courants empêche la stratification et fait augmenter la MLD.

Cependant, Camara et al. (2015) ont observé une faible MLD d'avril à octobre. Selon ces auteurs, la MLD peu profonde est simplement le résultat de la stratification saisonnière de la couche supérieure due au réchauffement estival.

#### **IV.1.2.2 Dans la zone 6 °S: 5 °S-7 °S**

Dans la zone 6 °S, en saison chaude, la MLD varie entre 21 et 37 m. La valeur de la MLD passe d'un maximum de 37 m en novembre à un minimum de 21 m en janvier, puis s'approfondit à environ 33 m en avril. La moyenne saisonnière en saison chaude est de 28 m. Pendant la saison froide, de mai à octobre, la MLD varie entre 21 et 40 m. La valeur minimale autour de 21 m est observée en juillet et la valeur maximale de 40 m en octobre. La moyenne saisonnière de la MLD est d'environ 32 m.

#### **IV.1.2.3 Dans la zone 10 °S: 8 °S-10 °S**

Dans la zone 10 °S, en saison chaude, la MLD varie entre 28 et 52 m. La MLD est de 52 m en novembre et de 28 m en décembre. Elle s'approfondit régulièrement après décembre pour atteindre 48 m en avril. La moyenne saisonnière pendant la saison chaude est d'environ 40 m. Pendant la saison froide, la MLD varie entre 45 et 55 m. La MLD diminue légèrement de 50 m en mai à un minimum de 44 m en juin. Elle atteint ensuite la profondeur maximale de 55 m en août. La MLD se déplace ensuite à un minimum de 45 m en septembre avant de se creuser à nouveau à 48 m en octobre. La moyenne saisonnière pendant la saison froide est d'environ 50 m.

Les résultats des variations saisonnières obtenus à 6 °S et 10 °S montrent que l'évolution de la MLD dans les deux zones est presque similaire malgré le fait que les conditions météorologiques soient différentes les unes des autres (Wade 2010). La variabilité de la MLD serait régie par les mêmes facteurs ou forçages. Les zones 6 °S et 10 °S seront donc considérées comme une seule zone que nous noterons (5 °S-10 °S). Hummels et al. (2014) dans leur étude à 10 °S sur l'étude des flux thermiques diapycnaux et de l'équilibre thermique de la couche de mélange dans la langue froide atlantique n'ont révélé aucune différence particulière dans la zone 6 °S. De plus,

Foltz et al. (2013), bien qu'ayant étudié les flux de chaleur à 6 °S et 10 °S, dans leur interprétation ont considéré les deux zones comme une seule zone.

Les MLD obtenues à 6 °S et 10 °S sont plus profondes que celles de l'équateur. Peter (2007) et Wade (2010) ont trouvé une MLD d'environ 40 m dans cette zone. Les variations saisonnières montrent que les MLD sont plus élevées pendant la saison froide dans les deux zones. Cependant, les MLD les plus profondes sont observées dans la zone 10 °S, comme le confirment les distributions spatiales. Hummels et al. (2014) ont également observé que les MLD (déterminées avec un critère de température de 0,5 °C) sont plus profondes pendant la saison froide par rapport à celles de la saison chaude avec des moyennes saisonnières de 80 m et 40 m respectivement. Des MLD entre 40 et 50 m ont été observées par Planton (2015) lors des campagnes EGEE à 6 °S en saison froide et il a également trouvé des MLD de plus de 60 m en saison chaude (novembre).

D'octobre à janvier, la diminution de la MLD est le résultat d'une augmentation du flux thermique net. En effet, les résultats de modélisation de Carton et Zhou (1997) ont montré que le chauffage solaire et le rayonnement solaire absorbé sont deux des principaux facteurs, moteurs de la MLD au sud de 5 °S dans l'océan Atlantique. Ce flux de chaleur net croissant a également été observé par Wade et al. (2011) dans la région équatoriale sud. D'août à la fin de l'année, qui comprend la période d'octobre à janvier, le flux thermique net en surface augmente et réchauffe progressivement la couche de mélange en raison de l'augmentation du rayonnement solaire entrant et de la réduction du flux de chaleur latente occasionnée par la diminution des vents. L'augmentation de la chaleur nette entraîne une augmentation du flux de flottabilité, tandis que la diminution des vents renforce la stratification. Les effets de ces deux facteurs entraînent une diminution de la MLD. De janvier à mai, la MLD augmente en raison de la diminution du flux de chaleur net dans la zone 5 °S-10 °S, comme observée par Wade et al. (2011).

De mai à octobre, la MLD est refroidie en raison de l'augmentation du flux de chaleur latente (Hummels et al., 2014). Wade et al. (2011) ont également montré que les flux nets de chaleur de surface contribuent à refroidir la couche de mélange d'avril à août en raison de l'augmentation du flux de chaleur latente. Au cours de la période de mai à octobre, les flux de chaleur de surface nets refroidissent considérablement la couche de mélange jusqu'à  $90 \text{ W m}^{-2}$  en raison de l'augmentation du flux de chaleur latente associée à l'augmentation des vents ainsi qu'à une réduction du rayonnement solaire entrant.

De mai à juillet dans la zone 5 °S-10 °S, les résultats montrent une diminution de la MLD. Cependant, au cours de cette période, on observe une augmentation des vents et du flux de chaleur latente ainsi qu'une réduction du rayonnement solaire entrant (Wade et al., 2011; Hummels et al., 2014). Ces facteurs devraient normalement refroidir la couche de mélange et donc conduire à une augmentation de la MLD. Mais, au cours de la même période, Hummels et al. (2014) ont constaté à partir des résultats numériques que l'advection méridienne du nord et l'advection de chaleur zonale par le SECC contribuent à réchauffer la couche de mélange. Les effets conjugués de ces deux facteurs devraient-ils jouer un rôle essentiel pour diminuer la MLD de mai à juillet dans la zone 5 °S-10 °S?

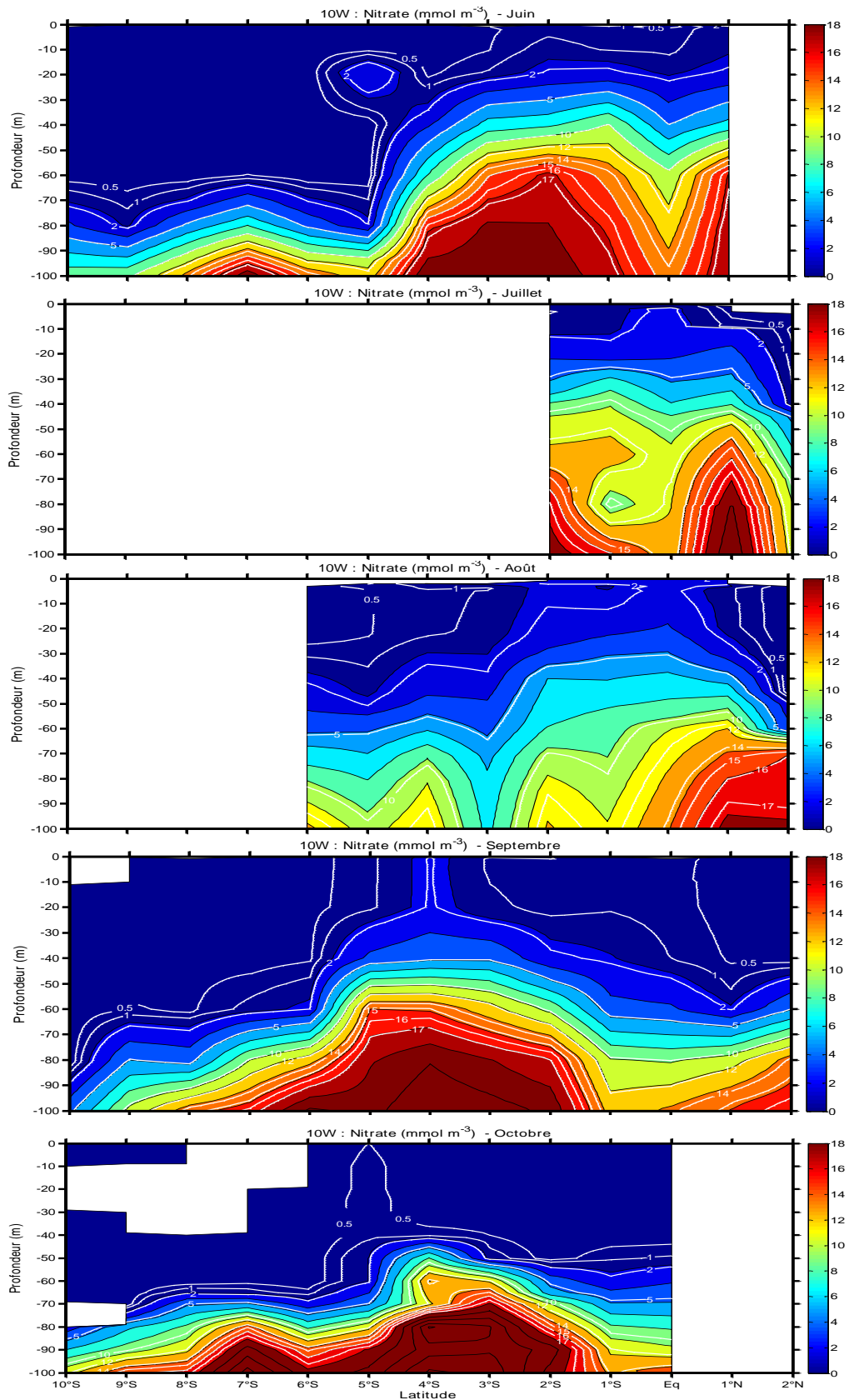
De juillet à octobre, le flux de chaleur incident augmente tout en restant plus faible que le flux de chaleur latent. L'augmentation de la MLD peut alors s'expliquer par la diminution du flux de flottabilité en raison de l'augmentation de la densité des eaux de surface. Selon Hummels et al. (2014), l'augmentation des vents atteignant un pic en août se produit au sud de l'équateur, ce qui augmente le flux de chaleur latent et contribue à refroidir la couche de mélange et à augmenter sa profondeur.

## **IV.2 VARIATIONS DE LA MLD, DE LA NITRACLINE ET DES CONCENTRATIONS DE NITRATE EN SURFACE A 10 °W**

### **IV.2.1 DISTRIBUTION VERTICALE DE NITRATES A 10 °W**

#### **IV.2.1.1 Saison froide**

La Figure 27 présente la distribution verticale des nitrates pendant la saison froide entre 2 °N et 10 °S à 10 °W de juin à octobre de 1973 à 2007. Cette figure présente la moyenne des concentrations de nitrates de chaque mois, de juin à octobre au cours de la période couvrant l'étude. Les lignes blanches représentent les isolignes des concentrations de nitrates de la surface à 100 m de profondeur. Les parties blanches correspondent aux zones où il n'y a pas eu de données pour l'étude.



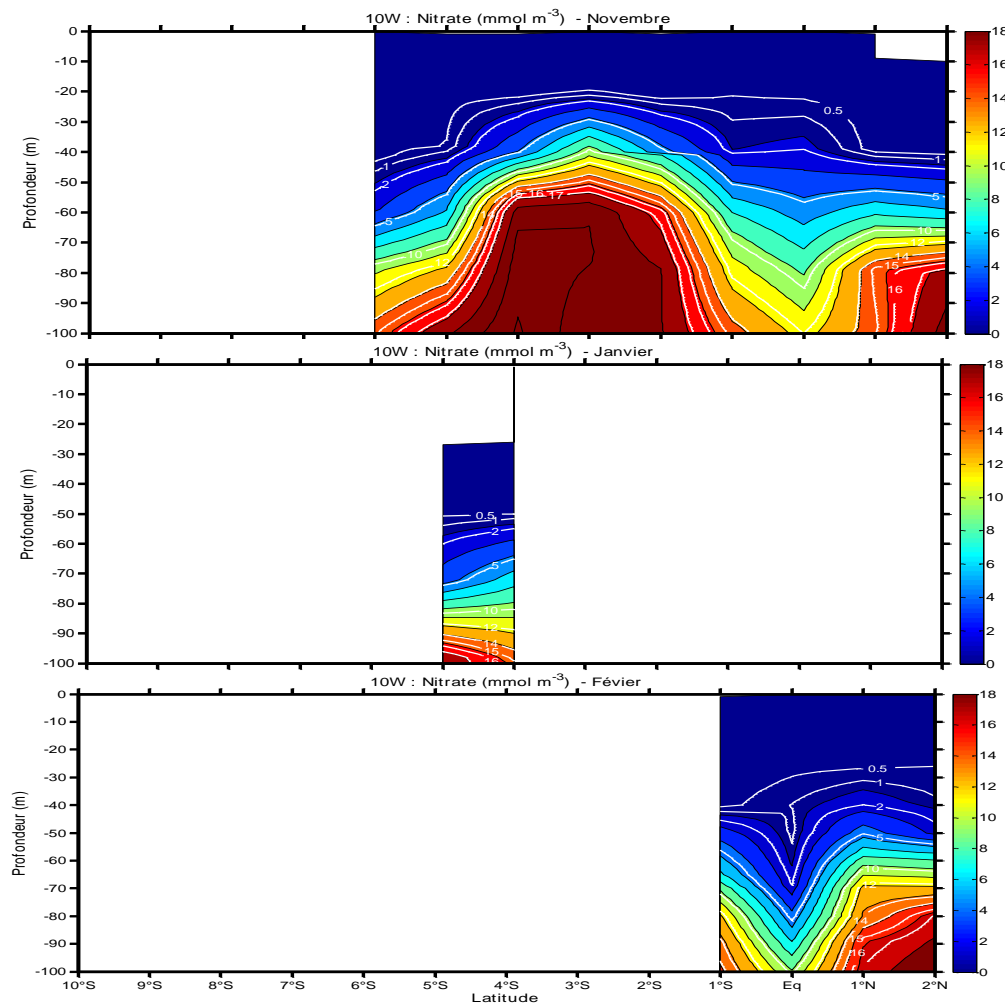
**Figure 27.** Coupe latitudinale de la moyenne de la concentration des nitrates ( $\text{mmol m}^{-3}$ ) dans la couche de surface océanique de 1973 à 2007 en saison froide



Pendant la saison froide, les couches de surface sont approvisionnées en nitrates de la zone équatoriale jusqu'à 6 °S avec des concentrations de 0,5 à 2 mmol m<sup>-3</sup>. Au-delà de 6 °S, les 60 premiers mètres sont appauvris en nitrates. De juin à septembre l'enrichissement de surface est maximal dans la zone équatoriale et s'étant vers la limite de 6 °S. Le mois d'octobre présente des couches de surface avec des concentrations inférieures à 0,5 mmol m<sup>-3</sup> jusqu'à 40 m de profondeur de l'équateur à 4 °S et dans les 60 premiers mètres après 6 °S. A 5 °S il y a un enrichissement en surface de 0,5 mmol m<sup>-3</sup> qui est observé. Entre juin et septembre, on observe de l'équateur à 5 °S des affleurements de nitrate avec des concentrations atteignant 2 mmol m<sup>-3</sup>.

#### IV.2.1.2 Saison chaude

La Figure 28 présente la distribution verticale de la concentration moyenne des nitrates entre 2 °N et 10 °S à 10 °W de novembre à février entre 1973 et 2007 au cours de la saison chaude. Les lignes blanches représentent les isolignes des concentrations de nitrates de la surface à 100 m de profondeur. Les parties blanches correspondent aux zones où il n'y a pas eu de données pour l'étude.



**Figure 28.** Coupe latitudinale de la moyenne de la concentration (mmol m<sup>-3</sup>) de nitrates dans la couche de surface océanique de 1973 à 2007 en saison chaude

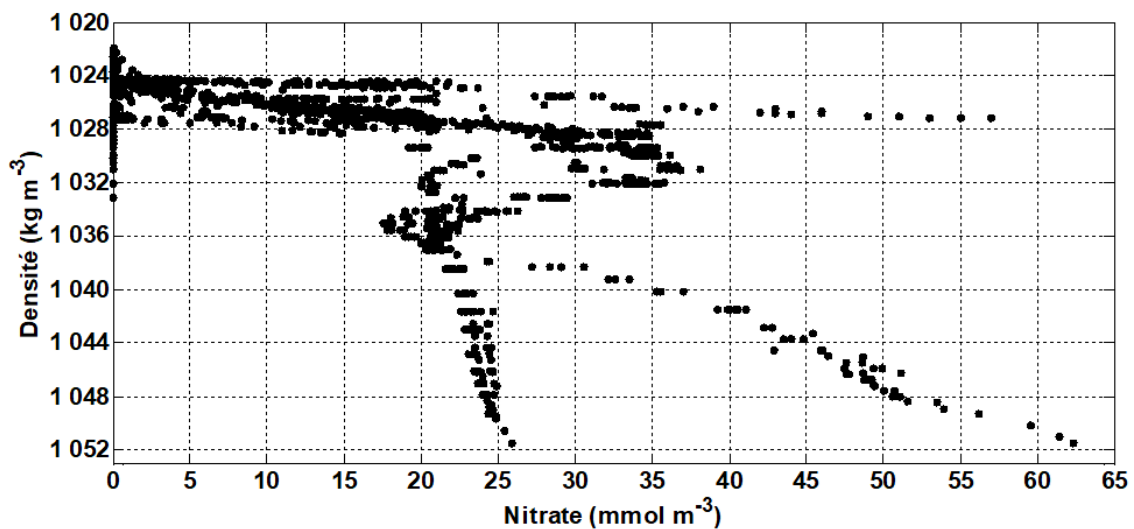
Les sections de nitrates en saison chaude montrent des couches de surface enrichies au-delà des 20 premiers mètres en novembre et en février, la concentration de nitrate étant supérieure à  $0,5 \text{ mmol m}^{-3}$  dans la zone équatoriale. Cet épuisement en nitrates semble être plus profond au-delà de  $5^\circ\text{S}$ .

Le mois de janvier se caractérise par une couche de surface pauvre en nitrate dans les 50 premiers mètres entre  $4^\circ\text{S}$  et  $5^\circ\text{S}$ . La section de nitrates en novembre montre une remontée et un resserrement des isolignes de nitrates au sud de l'équateur autour de  $3^\circ\text{S}$ . Ces résultats ont déjà été signalés par Voituriez et Herbland (1982) en comparant les systèmes productifs tels que les dômes thermiques, upwellings côtiers et upwelling équatorial de l'Atlantique tropical Est. En accord avec ces auteurs, cet enrichissement de la zone correspond à la divergence équatoriale induite par la divergence équatoriale des vents.

## IV.2.2 RELATION NITRATE-DENSITE

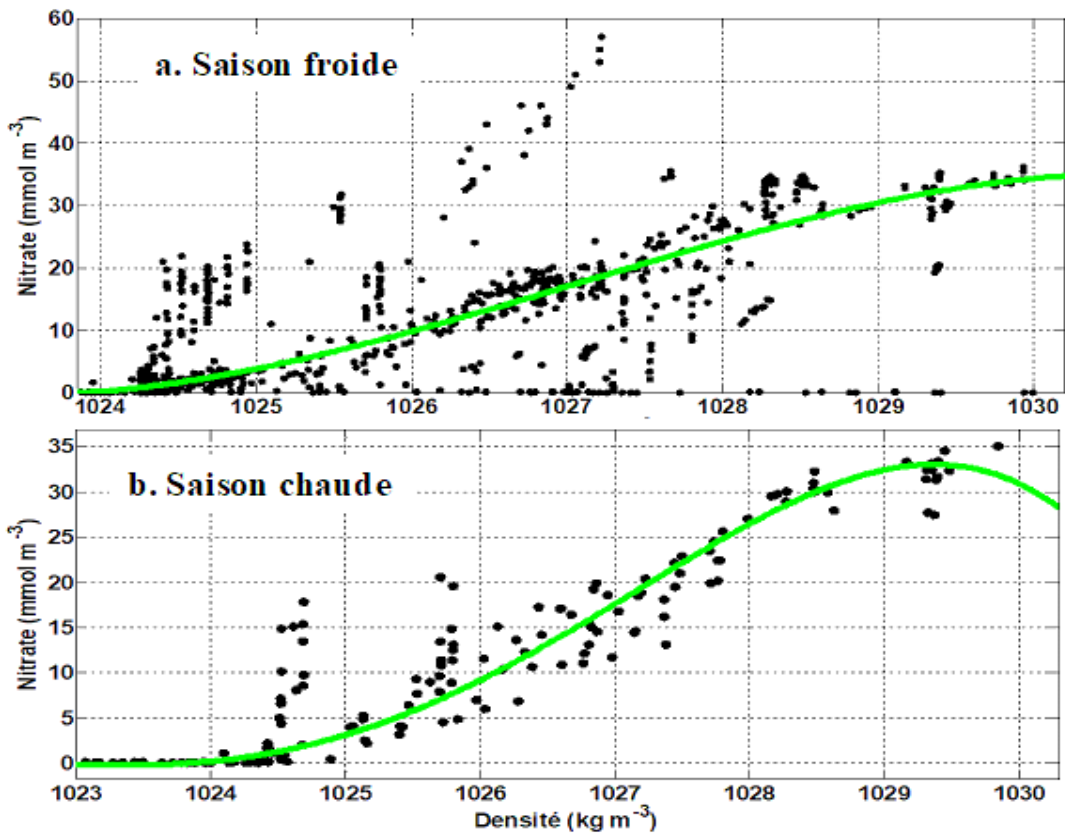
### IV.2.2.1 Zone équatoriale: $2^\circ\text{N}$ - $2^\circ\text{S}$

La Figure 29 présente le nuage de points du diagramme nitrate-densité pour toutes les stations de la zone équatoriale au cours des deux saisons à  $10^\circ\text{W}$ . Elle permet de situer la zone du meilleur ajustement indiqué par la partie linéaire située entre les densités 1022 et  $1030 \text{ kg m}^{-3}$ .



**Figure 29.** Diagramme nitrate-densité des stations de la zone équatoriale  $2^\circ\text{N}$ - $2^\circ\text{S}$

Pour recalculer les valeurs de concentration de nitrates en saison froide, un polynôme de degré 3 est utilisé avec une variable  $z$  centré et réduite de moyenne  $1026 \text{ kg m}^{-3}$  et d'écart-type 1,701. Quant à la saison chaude un polynôme de degré 4 a permis de recalculer les concentrations des nitrates avec une variable  $z$  centré et réduite de moyenne  $1026 \text{ kg m}^{-3}$  et d'écart-type 1,938. La Figure 31 présente la représentation graphique de ces deux polynômes et leurs caractéristiques résumées dans le Tableau 9.



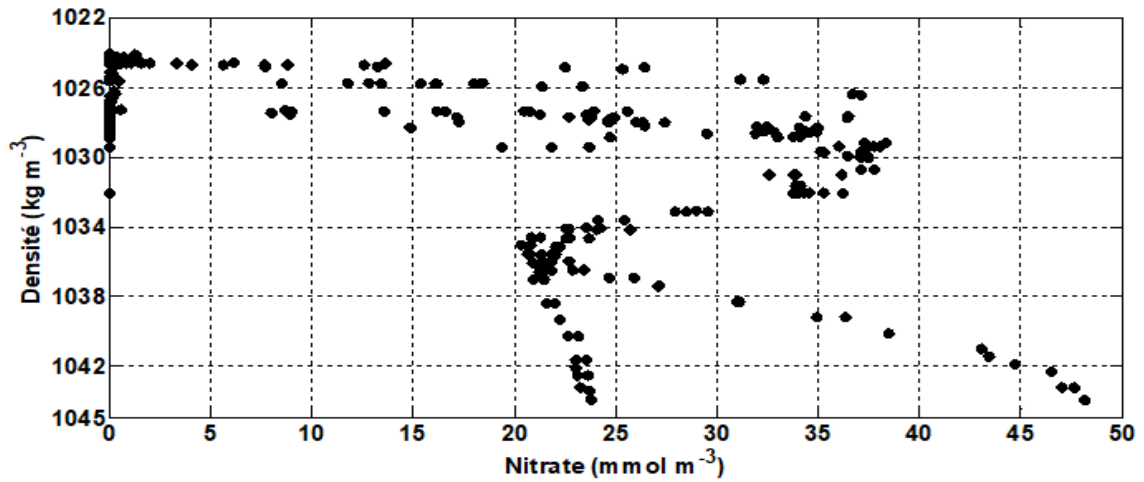
**Figure 30.** Représentation graphique des polynômes d'ajustement nitrate-densité dans la zone équatoriale

**Tableau 9.** Caractéristiques du meilleur ajustement polynômial nitrate-densité obtenu pour les deux saisons dans la zone équatoriale. Z: concentrations recalculées de nitrates

	Dégré du polynôme	R <sup>2</sup>	RMSE (mmol m <sup>-3</sup> )	Expression du polynôme P(z)
<b>Saison froide</b>	3	0,9893	1,302	$P(z) = -0,9522z^3 + 1,525z^2 + 1183z + 10,72$
<b>Saison chaude</b>	4	0,9893	1,145	$P(z) = -0,7549z^4 - 0,946z^3 + 5,597z^2 + 12,07z + 6,095$

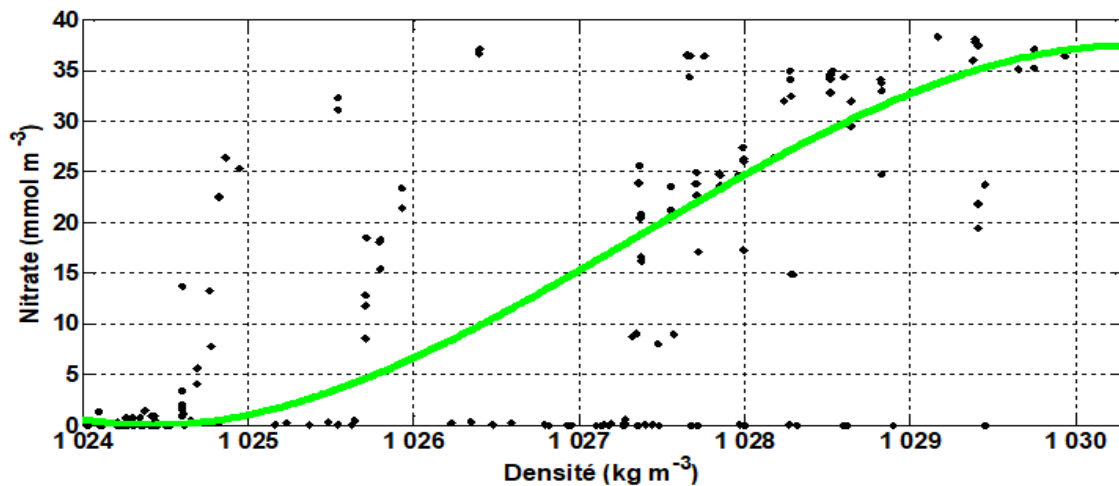
#### IV.2.2.2 Zone 6 °S: 5 °S - 7 °S

La figure 31 présente le nuage de points du diagramme nitrate-densité pour toutes les stations de la zone 6 °S à 10 °W au cours de la saison froide. Elle permet de situer la zone du meilleur ajustement indiquée par la partie linéaire située entre les densités 1024 et 1030 kg m<sup>-3</sup>.



**Figure 31.** Diagramme nitrate-densité de toutes les stations de la saison froide à 6 °S

Pour recalculer les valeurs de concentration de nitrates en saison froide, un polynôme de degré 3 est utilisé avec une variable  $z$  centré et réduite de moyenne  $1026 \text{ kg m}^{-3}$  et d'écart-type 1,836. La représentation graphique du polynôme et ses caractéristiques sont présentées à la Figure 32.

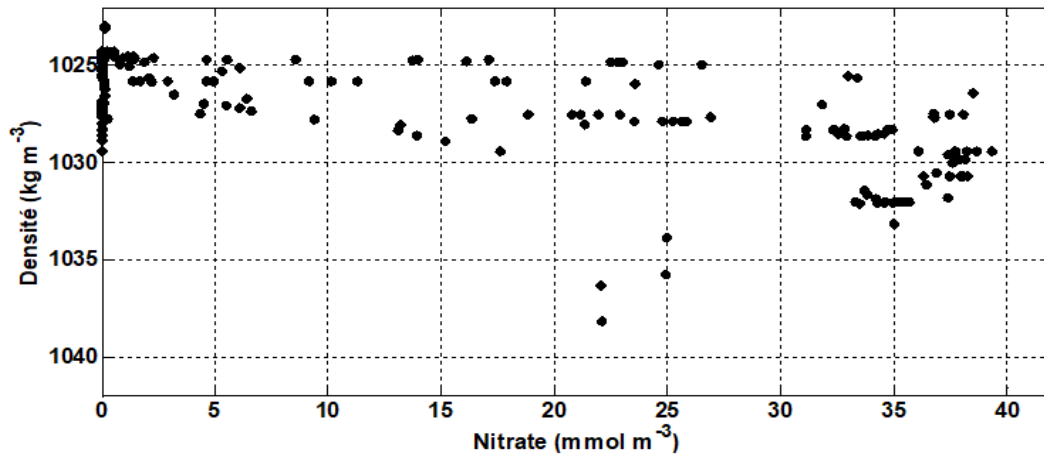


**Figure 32.** Représentation graphique du polynôme d'ajustement nitrate-densité dans la zone 6 °S en saison froide

Cette représentation nitrates-densité de degré 3 d'équation:  $P(z) = -2,257z^3 + 3,902z^2 + 15,240z + 9,092$  est caractérisée par  $R^2 = 0,9604$  et d'un RMSE de  $2,79 \text{ mmol m}^{-3}$ .

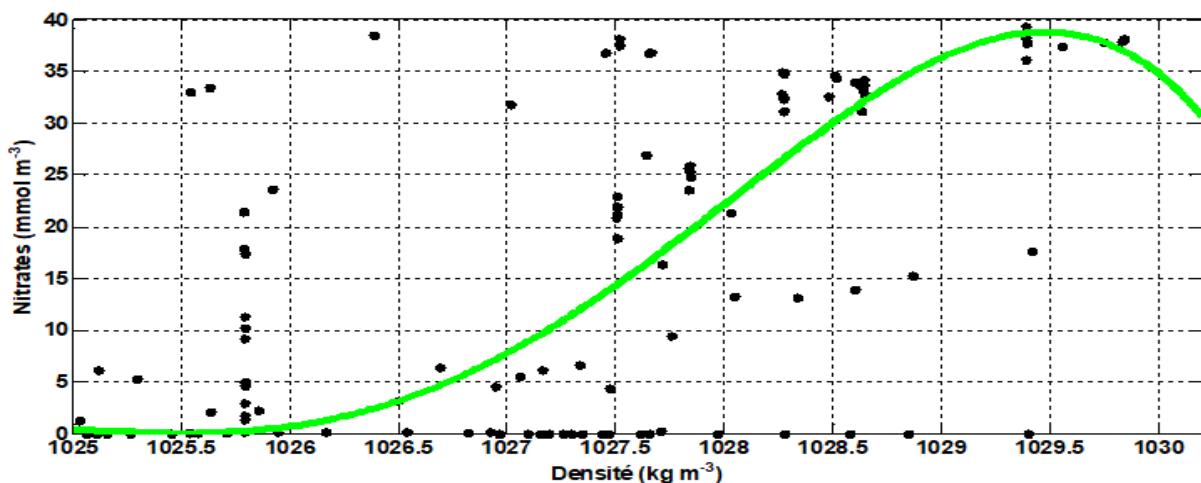
#### IV.2.2.3 Zone 10 °S: 8 °S - 10 °S

La figure 33 présente le nuage de points du diagramme nitrate-densité pour toutes les stations de la zone 10 °S à 10 °W au cours de la saison froide. Le meilleur ajustement est situé dans la zone indiquée par la partie linéaire située entre les densités  $1024$  et  $1030 \text{ kg m}^{-3}$ .



**Figure 33.** Diagramme nitrate-densité des stations de la saison froide de la zone 10 °S: 8 °S- 10 °S

Pour recalculer les valeurs de concentration de nitrates en saison froide, un polynôme de degré 4 est utilisé avec une variable  $z$  centré et réduite de moyenne  $1026 \text{ kg m}^{-3}$  et d'écart-type 1,696. Le graphe et les caractéristiques du polynôme utilisé pour recalculer les valeurs des concentrations de nitrates sont présentés à la figure 34.



**Figure 34.** Représentation graphique du polynôme d'ajustement nitrate-densité dans la zone 10 °S en saison froide

Cette représentation nitrates-densité de degré 4 d'équation:  $P(z) = -2,765z^4 + 4,283z^3 + 10,05z^2 + 3,857z + 0,4921$  est caractérisée par  $R^2 = 0,9515$  et d'un RMSE de  $2,94 \text{ mmol m}^{-3}$ .

#### IV.2.3 CONCENTRATIONS DE NITRATES EN SURFACE, SOMMET DE LA NITRACLIN ET MLD

Les résultats de tous ces calculs (voir Annexes III, IV et V) sont consignés dans le Tableau 10 en mettant l'accent sur le minimum, maximum, et la moyenne des paramètres étudiés. Les résultats sont présentés dans le Tableau pour les deux saisons dans la zone équatoriale et en saison froide pour les zones subéquatoriale (5 °S et 10 °S) à 10 °W.

**Tableau 10.** Valeurs du minimum, maximum et moyenne de la MLD (m), de la profondeur de la nitracline (m) et des concentrations ( $\text{mmol m}^{-3}$ ) moyennes de nitrates dans la MLD

	Saisons	Paramètres statistiques	MLD (m)	Profondeur de la nitracline (m)	Concentration moyenne de $\text{NO}_3^-$ ( $\text{mmol m}^{-3}$ ) dans la MLD
<b>Zone équatoriale</b>	Saison chaude	Minimum	20,50	34,14	2,960
		Maximum	64,50	46,19	7,490
		Moyenne	39,06	41,08	5,350
	Saison froide	Minimum	10,5	5,47	0,000
		Maximum	35,33	28,83	2,060
		Moyenne	25,88	14,68	1,600
<b>Zone 6 °S</b>	Saison chaude	-	-	-	-
	Saison froide	Minimum	30,93	45,99	0,030
		Maximum	44,13	79,57	0,660
		Moyenne	39,72	60,77	0,250
<b>Zone 10 °S</b>	Saison chaude	-	-	-	-
	Saison froide	Minimum	10,00	0,00	0,250
		Maximum	65,33	113,38	5,410
		Moyenne	46,15	74,610	1,548

Dans la zone équatoriale, au cours de la saison chaude, les MLD varient entre un minimum de 20,5 m et un maximum de 64,5 m avec une valeur moyenne de 39,06 m. Le sommet de la nitracline varie entre 34,13 et 46,19 m avec une valeur moyenne de 41,08 m. Les concentrations moyennes en nitrates dans la MLD sont très élevées dans cette zone et varient de 2,96 à 7,49  $\text{mmol m}^{-3}$ , la moyenne étant de 5,35  $\text{mmol m}^{-3}$ . Pendant la saison froide la MLD varie entre 10,5 et 35,33 m avec une moyenne de 25,88 m pendant que la nitracline fluctue entre un minimum de 5,47 et un maximum de 28,83 m avec une moyenne de 14,68 m. La concentration de nitrate varie entre 0 et un maximum de 2,06  $\text{mmol m}^{-3}$  avec une moyenne de 1,26  $\text{mmol m}^{-3}$ .

Dans la zone 6 °S, les MLD varient entre 30,93 m et 44,13 m avec une moyenne de 39,72 m. Le sommet de la nitracline évolue entre un minimum de 45,99 m et un maximum de 79,57 m avec une moyenne de 60,77 m. Les concentrations moyennes de nitrates dans la MLD varient entre un minimum de 0,03 et un maximum de 0,66  $\text{mmol m}^{-3}$  avec une moyenne de 0,25  $\text{mmol m}^{-3}$ .

Dans la zone 10 °S, les MLD varient autour d'une valeur moyenne de 46,15 m entre un minimum de 10 m et un maximum de 65,33 m. Le sommet de la nitracline évolue de 0 à un maximum de 113,38 m autour d'une valeur moyenne de 74,61 m. Les concentrations de nitrates dans la couche de mélange sont assez faibles. Elles varient entre 0,25 et un maximum de 5,41  $\text{mmol m}^{-3}$  avec une moyenne de 1,55  $\text{mmol m}^{-3}$ .

#### **IV.2.4 EVOLUTION SPATIALE ET SAISONNIERE DE LA MOYENNE DE LA MLD, DU SOMMET DE LA NITRACLINE ET DES CONCENTRATIONS DES NITRATES DANS LA COUCHE DE SURFACE OCEANIQUE A 10 °W**

Dans cette section, il s'agit de décrire comment, en plus des processus physiques dans la couche de mélange, les principales caractéristiques des variations saisonnières de la concentration de nitrates à 10 °W dans l'Atlantique tropical sont liées aux propriétés physiques de l'océan (MLD, nitracline).

##### **IV.2.4.1 Pendant la saison froide**

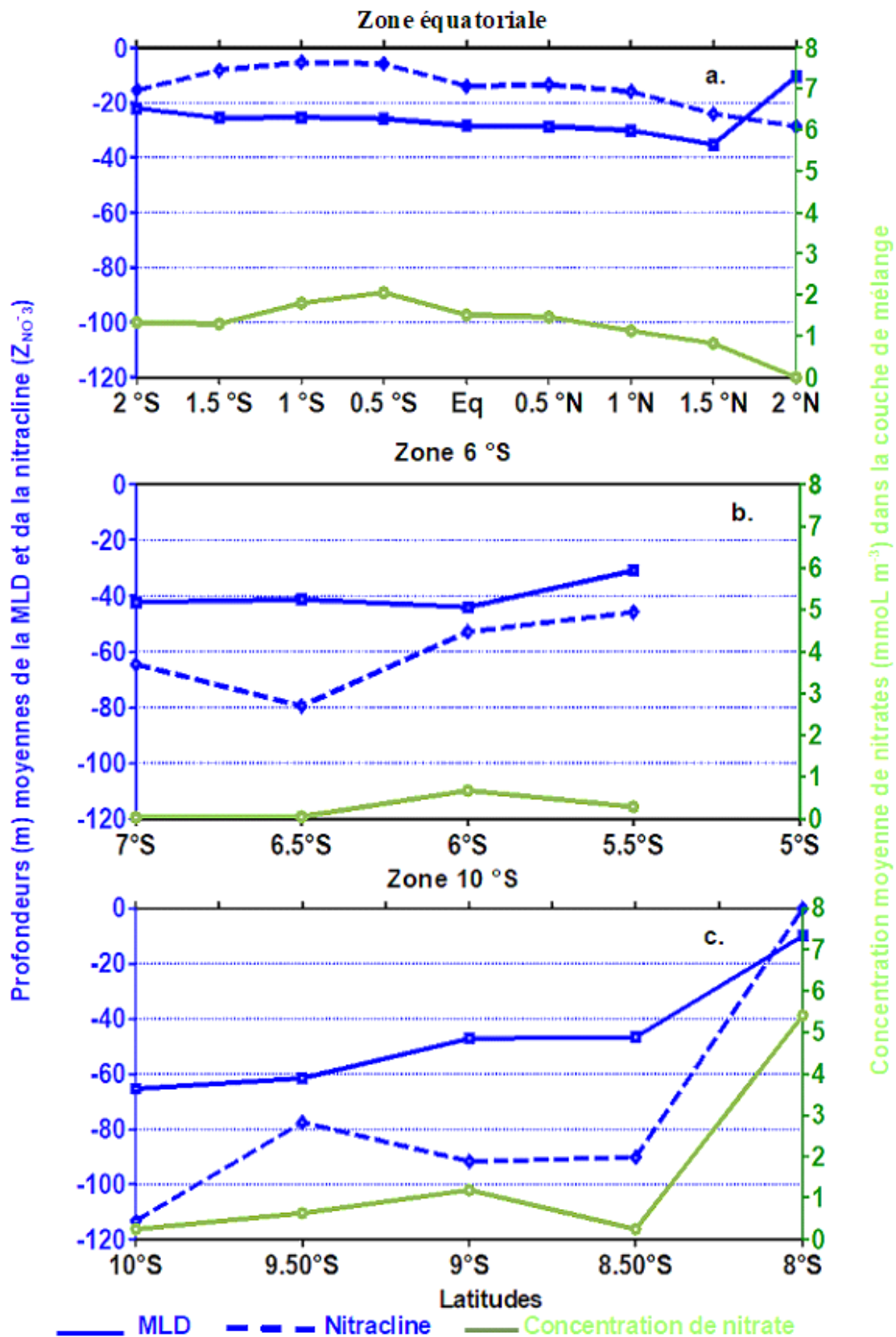
Sur la Figure 35 sont présentées l'évolution moyenne de la MLD, du sommet de la nitracline et de la moyenne de la concentration de nitrates dans la couche de mélange dans la zone équatoriale, la zone 6 °S et la zone 10 °S à 10 °W au cours de la saison froide. Eq représente l'équateur.

##### **IV.2.4.1.1 Zone équatoriale**

Pendant la saison froide, l'évolution des profondeurs de la couche de mélange est relativement faible et homogène sur l'ensemble de la zone. Ces proportions varient entre 10,5 et 35,3 m. De 10,5 m à 2 °N, la MLD augmente jusqu'à 35,5 m à 1,5 °N avant de diminuer régulièrement jusqu'à 22,17 m à 2 °S.

La nitracline reste faible au-dessus de la couche de mélange entre 1,75 °N et 2 °S et se maintient au-dessous de la MLD au-delà de 1,75 °N. Elle varie entre 10,5 et 30 m en moyenne. D'abord, la nitracline diminue de 2 °S à 1 °S jusqu'à un minimum de 10 m avant de s'approfondir jusqu'à 30 m à 2 °N.

L'évolution de la concentration moyenne des nitrates dans la MLD reste faible et varie entre 0 et 2,06 mmol m<sup>-3</sup> environ dans cette zone à 10 °W. Avec une concentration nulle à 2 °N, les teneurs de nitrates augmentent jusqu'à un maximum de 2,06 mmol m<sup>-3</sup> à 0,5 °S avant de diminuer légèrement par la suite jusqu'à 1,33 mmol m<sup>-3</sup> à 2 °S.



**Figure 35.** Evolution spatiale de la moyenne de la MLD (m), de la nitracline (m) et de la concentration ( $mmol m^{-3}$ ) de nitrates dans la couche de mélange en saison froide



#### **IV.2.4.1.2 Zone subéquatoriale (zone 6 °S)**

Dans la zone 6 °S, la MLD varie faiblement entre 31 et 42,5 m. De 31 m à 5,5 °S elle augmente jusqu'à 44,13 m à 6 °S et diminue légèrement pour se stabiliser à 42,5 m à 7 °S. Quant à la nitracline, elle se trouve au-dessous de la MLD et varie entre environ 46 et 80 m. Elle est proche de la MLD entre 5,5 °S et 6 °S avant de s'en écarter pour atteindre une valeur maximale de 80 m à 6,5 °S pour ensuite diminuer à 7 °S avec une profondeur de 64,62 m. Dans cette zone, les concentrations de nitrates dans la MLD restent très faibles et sont inférieures à 1 mmol m<sup>-3</sup>. On note également que les concentrations de nitrates entre 7 °S et 6,5 °S sont presque nulles et un léger renforcement est observé à 6 °S, 10 °W avec une teneur de 0,66 mmol m<sup>-3</sup>.

#### **IV.2.4.1.3 Zone subtropicale (Zone 10 °S)**

Les caractéristiques générales de la structure hydrologique dans la zone 10 °S comprennent: (1) une augmentation monotonique de la couche de mélange de 10 à 65,5 m allant de 8 à 10 °S sur la colonne d'eau; (2) une nitracline nette au-dessous de la MLD qui évolue entre 0 et 114 m. Elle augmente de 0 à 91,80 m de 8 °S à 9 °S et diminue ensuite jusqu'à une valeur de 71 m à 8,5 °S avant de s'approfondir jusqu'à une valeur maximale de 114 m environ à 10 °S; (3) on note essentiellement une forte concentration de nitrate dans la couche de mélange avec une teneur de 5,41 mmol m<sup>-3</sup> à 8 °S et qui diminue brusquement jusqu'à une valeur de 0,25 mmol m<sup>-3</sup> à 8,5 °S. Elle augmente légèrement jusqu'à 1,2 mmol m<sup>-3</sup> à 9 °S par la suite avant de tendre vers de faibles teneurs de 0,2 mmol m<sup>-3</sup> à 10 °S.

La structure hydrologique étudiée pendant la saison froide, indique de manière générale que la nitracline se trouve dans la couche de mélange au niveau de la zone équatoriale pendant qu'elle s'enfonce profondément au-dessous de la MLD dans la zone subéquatoriale (5 °S-10 °S). Cette étude relève aussi que, lorsque la nitracline se trouve dans la couche de mélange il y a un apport systématique de nitrates dans les couches de surface et vis-versa.

Dans la zone équatoriale, au cours de la saison froide, la couche homogène de surface tend à se renforcer et atteint un maximum saisonnier de 30 m à 0,5 °S. Cette augmentation de la MLD s'accompagne du soulèvement de la nitracline comme celui signalé par Voituriez (1982) à 4 °W suivi d'un apport considérable en nitrates variant entre 1,13 et 2,06 mmol m<sup>-3</sup> entre 2 °S et l'équateur. Cullen (1983); Nubi et al. (2019); Radenac et al. (2020) ont également montré cet apport de nitrates dans la couche de surface océanique au cours leurs différents travaux.

De même, les résultats de l'étude de la variabilité spatiale de l'intensité de l'upwelling équatorial dans le GG effectué par Nubi et al. (2019) ont montré de fortes concentrations moyennes de nitrates de l'ordre de 0,37 μmol kg<sup>-1</sup> dans la couche de surface le long de 10 °W. Ils ont attribué

cette forte concentration de nitrate enregistrée en surface à 10 °W à la faible pycnocline observée dans cette région. La forte contribution de l'upwelling équatorial soutenue par le courant sud équatorial a été mise en évidence par l'apparition en surface de son noyau de salinité élevé à 10 °W pendant l'expérience GATE de l'été 1974 par Hisard et al. (1977). Les contributions de l'upwelling équatoriale à 9 °W en août 1978 pendant la campagne CIPREA ont été également suggérées pour donner une explication aux fortes concentrations de nitrates dans la couche de mélange comme l'a suggéré Brandt (1994).

Les résultats obtenus montrent que les concentrations de nitrates les plus élevées sont associées à l'augmentation de la MLD au sud de l'équateur (Figure 35) alors que ces fortes teneurs étaient attribuées à l'apparition de l'upwelling équatorial comme l'atteste l'augmentation des nitrates dans les eaux de surface (Nubi et al., 2019; Radenac et al., 2020). Cette augmentation de la concentration des nitrates dans les couches de surface est d'ailleurs soutenue par le renforcement des alizés selon Radenac et al. (2001) en étudiant le rôle du El Niño sur la distribution des nitrates dans le Pacifique équatorial. Pour ces auteurs, cette augmentation de nitrates conduit à un retour rapide des conditions de production biologique élevées favorisées par le développement accru de phytoplancton. L'approfondissement de la MLD avec une faible nitracline liée à la faible thermocline saisonnière peut stimuler la productivité des écosystèmes marins. Les changements à long terme du zooplancton côtier dans la région d'upwelling du GG, 1969-1992, en relation avec des facteurs climatiques et biotiques étudiée par Wiafe et al. (2008) a montré que la variation annuelle de la biomasse du zooplancton était cyclique, le pic annuel se produisant pendant la principale saison d'upwelling, de juillet à septembre.

Monger et al. (1997) ont proposé que l'upwelling était le mécanisme moteur de l'augmentation des nitrates en surface pendant la saison froide et le début de la saison chaude et que son efficacité était modulée par les profondeurs relatives de l'EUC et de la nitracline. Grodsky et al. (2008) soutiennent que ce rôle moteur de l'upwelling équatorial est également combiné à la faible profondeur de la nitracline. D'ailleurs, les sections de nitrates (Figure 30) donnent des indications sur la réponse de l'upwelling équatorial aux enrichissements de surface dans la bande équatoriale indiqués par la remontée des isolignes de nitrates dans la région de 10 °W. Ce qui illustre évidemment le rôle important des processus verticaux dans l'enrichissement équatorial à 10 °W indiqué par Nubi et al. (2019) pendant la fin de la saison froide et le début de la saison chaude.

En outre, dans les eaux du Pacifique Nord occidental, Hirose et Kamiya (2003) ont développé un modèle unidimensionnel à l'état d'équilibre à l'effet de comprendre les facteurs qui contrôlent la distribution verticale des nutriments tels que le nitrate et le phosphate. Ce modèle est basé à la

fois sur la physique simple et certains processus biogéochimiques. Les résultats de ce modèle, ont montré que les nutriments sont injectés dans la couche de surface sous l'effet de la forte intensité de l'upwelling avec une vitesse de remontée constante et une régénération des nutriments due à la décomposition des particules qui coulent. Similairement à cette étude, l'apport considérable de nitrate a été également observé par Seck (2014) dans les eaux du Sénégal. Pour Seck (2014), cette augmentation de nitrates dans la MLD peut être attribuée à la forte intensité de l'upwelling. En effet, pendant la saison froide, l'upwelling entraîne un apport en sels minéraux dans les couches superficielles de l'océan. Ce qui renforce les concentrations en nitrates dans les eaux de la couche de mélange.

Oudot et Morin (1987), Herbland et Voituriez (1977; 1979) ont évoqué l'effet de la forte divergence équatoriale soutenue par les alizés pour expliquer l'origine de l'enrichissement pendant la saison froide en nitrates. Ils ont d'ailleurs mentionné que la persistance de cette divergence jusqu'à l'automne (septembre-novembre) était soutenue par un mélange vertical au-dessus du noyau de l'EUC dont la concentration en nitrates augmentait en raison du soulèvement de la nitracline. Selon Backhaus et al. (2003), les mouvements convectifs à l'intérieur de la MLD provoquent une revisite régulière des cellules phytoplanctoniques en surface dans la zone éclairée et induisent une augmentation des concentrations de nitrates dans les couches de surface.

Cette augmentation de nitrates dans la couche de surface entre l'équateur et 2 °S mise en évidence au cours de cette saison à 10 °W a été également associée aux faibles températures de surface (SST) lors de l'étude de la relation nitrates-température dans les eaux de la Californie par Cullen et al. (1983). C'est d'ailleurs cette diminution de la température de surface qui a été également considérée comme un argument à l'appui de l'hypothèse de l'augmentation de la concentration de nitrates dans les couches de surface par Hisard (1973); Voituriez et Herbland (1977). En soutien à cette hypothèse, Deme-Gningue et al. (1990), au cours de l'étude de la relation nitrate-chlorophylle et température dans les eaux du Cap vert ont montré que les concentrations de nitrates varient en général inversement avec la température.

Les fortes teneurs de nitrates dans la ML peuvent aussi s'expliquer par la plus forte augmentation de densité ( $> 0,6 \text{ kg m}^{-3} \text{ mois}^{-1}$ ) qui se produit dans la bande équatoriale (Camara et al., 2020). Pour ces auteurs, les processus océaniques thermique et halin agissent donc à la fois pour augmenter la densité de la couche de mélange en raison du refroidissement et de l'accumulation de sel occasionnés par les remontées d'eau équatoriale.

Contrairement à Nubi et al. (2019), les investigations menées par Voituriez et al. (1982) au cours de l'étude de l'évolution saisonnière des propriétés physico-chimiques du EUC ont montré qu'en

fait, les variations saisonnières des mélanges verticaux ne peuvent expliquer à elles seules le refroidissement et l'enrichissement en sels nutritifs du GG à l'équateur pendant la saison froide. Pour Voituriez et al. (1982), la conjugaison d'un ensemble de processus peut expliquer l'augmentation de la teneur en nitrates dans la couche de surface. En effet, Selon ces auteurs, au cours de la diminution de la température de surface de la mer, du maximum de salinité, s'accompagnent d'une diminution de la teneur en oxygène dissous et d'un accroissement important des concentrations en sels nutritifs provoquée pendant la saison froide par intrusion d'eaux sous-jacentes dans le EUC.

Ensuite, contrairement à l'augmentation de la concentration de nitrate entre 2 °S et l'équateur, les résultats obtenus entre l'équateur et 2 °N indiquent une diminution des concentrations de nitrates de l'équateur jusqu'à l'obtention de teneurs nulles à 2 °N. Parallèlement à cette diminution de nitrates, un approfondissement de la nitracline s'observe suivi d'une diminution brutale de la MLD à partir de 1,5 °N. Ces faibles valeurs de nitrates ont été aussi observées dans les eaux de surface au nord du Cap vert en 1987 par Deme-Gningue et al. (1990). Ils ont attribué ces faibles teneurs de nitrates dans la couche de surface à la faible intensité de l'upwelling pendant la période d'étude. On pourrait dire donc qu'un renforcement ou la diminution de la concentration de nitrates dans la MLD est tributaire de l'intensité de l'upwelling.

A 2 °N en particulier, au cours de la saison froide, la couche de surface est très appauvrie en nitrates comme dans la plupart des cas où les couches de surfaces sont appauvries en nutriments (Williams et Follows, 2003). Les coupes de température obtenues présentent des SST les plus élevées situées entre 25 et 27 °C à 2 °N en saison froide. Ces températures élevées combinées à la réduction de l'intensité des vents provoquent le réchauffement des eaux en surface (Morales, 2014). Ce qui réduit le mélange vertical, augmente la stratification en diminuant l'apport de nutriments disponibles depuis les couches profondes vers la surface. Cette diminution de nutriments entraîne un appauvrissement de la biomasse phytoplanctonique près de la surface comme proposé par Doney (2006). De plus cette faible MLD de 10,5 m combinée à une nitracline qui reste profonde (30 m) limite l'apport supplémentaire de nitrate dans la couche de surface. La relation chlorophylle de surface et MLD dans le nord de la mer d'Arabie, sur la variabilité interannuelle de la chlorophylle et ses mécanismes moteurs, a également permis à Keerthi et al. (2017) d'aboutir à ces mêmes conclusions. Ces résultats sont soutenus par Radenac et al. (2001) utilisant des produits de modèles et d'observation d'El Niño (1997-1998) sur les nitrates et les nouvelles productions dans le Pacifique équatorial. Ces auteurs ont obtenu des couches de surface pauvres avec une nitracline profonde. Ils ont indiqué que l'apport vertical de nitrates dans les

couches de surface est réduit en raison de l'approfondissement de la nitracline. Cette faible MLD combinée à une nitracline qui reste profonde (Figure 36a) limite l'apport supplémentaire de nitrate dans la couche superficielle.

Pour se développer le phytoplancton a besoin de lumière et de sels nutritifs. A 2 °N, si la lumière n'est pas limitante dans les couches superficielles, les sels nutritifs se situent plus en profondeur et ne sont pas disponibles en surface, limitant ainsi la croissance du phytoplancton. Selon Williams et Follows (2003), cette situation se produit si l'approfondissement de la MLD n'est pas suffisant pour atteindre le stock profond de nutriments afin d'augmenter leur disponibilité en surface. Pour Perez et al. (2014), cet appauvrissement de surface s'accroît avec l'intensification du courant méridional en été boréal observé à 10 °W associé à la langue d'eau froide prononcée entraînant un fort rétrécissement de la MLD. Ce qui empêche la divergence équatoriale d'avoir une forte intensité pour amener les sels nutritifs dans la couche de surface bien éclairée (Oudot et Morin, 1987). Pour Oudot et Morin (1987), la biomasse phytoplanctonique est alors réduite. Les faibles teneurs observées à 2 °N peuvent également s'expliquer par le mélange des eaux de surface plus chaudes, mieux oxygénées et pauvres en sels nutritifs (Voituriez et al., 1982). Aussi, à cette latitude le réchauffement et la réduction des vents qui induisent la stabilisation et la réduction de la MLD selon Morales (2014) pourraient à leur tour empêcher l'apport de nitrates dans la couche de surface.

Dans la partie subéquatoriale (zone 6 et 10 sud) de l'Atlantique équatorial à 10 °W, les résultats indiquent que la couche de surface semble rester appauvrie pendant toute la saison froide. Ces résultats sont soutenus par les sections de nitrates réalisées qui montrent la présence de nitrate seulement à partir de 60 m de profondeur. A cette profondeur, la thermocline se trouve entre 80 et 100 m et donc est plus profonde que celle située entre 2 °S et 2 °N. Généralement, on présume que l'augmentation (diminution) de la profondeur de la couche de mélange génère une augmentation (diminution) de la quantité de sels nutritifs disponibles (D'Ortenzio, 2016).

**Dans la zone 6° sud (5 °S-7 °S)**, les résultats obtenus montrent de très faibles concentrations de nitrates de façon générale à l'échelle du bassin. Entre 7 °S et 6,5 °S, la faible valeur (0,04 et 0,03 mmol m<sup>-3</sup>) de nitrate obtenue pourrait être due à l'impact de l'advection verticale faible selon Parard et al. (2014) qui ne permet pas à la faible MLD d'environ 40 m d'insuffler du nitrate dans la couche superficielle.

Cependant, on note un net apport de nitrates à 6 °S avec des teneurs proches de 0,66 mmol m<sup>-3</sup>. Ces teneurs relativement élevées sont plus fortes que celles obtenues par Parard et al. (2014) qui ont obtenu des valeurs allant de 0,07 à 0,2 μmol L<sup>-1</sup> sur le rôle potentiel des ondes internes en

relation avec la variabilité à haute fréquence de la fugacité du CO<sub>2</sub> à 6 °S-10 °W. Pour ces auteurs, cet enrichissement de nutriments dans la couche de mélange à 6 °S pourrait être imputable aux ondes internes très intenses permettant la production biologique. A l'échelle de la zone, les ML en saison froide ne sont généralement pas suffisamment profondes pour atteindre le stock profond de nitrates et permettre un apport significatif dans les couches de surface.

**Dans la zone 10° sud (8 °S-10 °S)**, de manière générale, les résultats indiquent une augmentation de la MLD de 8 à 10 °S avec une nitracline plus profonde au dessous de la MLD associées à de faibles concentrations de nitrates.

Cependant à 8 °S, il y a une forte teneur en nitrates dans les couches de surface. Ces résultats sont soutenus par ceux de Dufour et Stretta (1973). Ils ont indiqué que la fertilisation de 8 °S provient du courant sud équatorial fertilisé par la divergence équatoriale qui provoque une remontée générale des isolignes par la dérive des alizés.

Entre 10 °S et 8,5 °S, la Figure 38c présente des MLD de 47 à 65 m associées à des concentrations de nitrates qui varient entre 0,25 et 1,2 mmol m<sup>-3</sup> dans les couches de surface océaniques. Ces résultats sont comparables à ceux de Dufour et Stretta (1973) sur la production primaire en relation avec la biomasse phytoplanctonique dans l'Atlantique tropical sud à 4 °W. Les résultats de cette étude ont enregistré des couches homogènes de plus de 70 m entre 9 °S et 12 °S avec une couche de surface pauvre quantitativement. Selon ces auteurs, à cette latitude, l'intensité du contre-courant sud équatorial mentionné par Reid (1964) lors des campagnes Equalant et précisé par Lemasson et Rébert (1973) est faible avec des directions variables. Il devient donc incapable de faire remonter les nutriments en surface et entraîne l'épuisement de cette zone.

Pour Mayot (2016), la justification se trouve dans le fait que la réduction du mélange vertical pourrait diminuer la production primaire, en affaiblissant l'apport dans les couches de surface des nutriments situés en profondeur. Cette idée est d'ailleurs soutenue par Quéguiner (2013) qui mentionne que le profil de nitrate présente un épuisement dans les eaux de surface et des concentrations maximales dans les eaux profondes, en réponse au contrôle exercé par la pompe biologique. Ces faibles concentrations de nitrates en surface peuvent également se justifier à travers le sel transporté par les courants qui crée un effet tampon entre l'océan profond et la couche de surface provoqué par ses effets sur la stratification de la haute mer. La salinité peut en effet limiter l'épaisseur de la couche de mélange en créant une couche barrière et donc contraindre les interactions océan-atmosphère (Lukas et Lindstrom, 1991; Sprintall et Tomczak, 1992; Pailler et al., 1999) et qui empêche l'arrivée de nutriments dans la couche de surface. Ces zones sont caractérisées par des eaux de surface pauvres en nutriments, une profonde pycnocline en leur

centre et de forts gradients horizontaux de température et de salinité. Les zones intérieures de ces bassins sont des régions où l'apport en nutriments est minime et où la concentration en nutriments et la biomasse sont relativement faibles durant l'année (McClain et al., 2004; Perrin, 2016). Pendant la saison froide (l'été boréal), les flux atmosphériques ont tendance à augmenter la densité des couches de mélange dans la majeure partie de la zone subéquatoriale (Camara et al., 2020).

Dans la zone 10 °S, les résultats obtenus montrent un faible enrichissement de la zone avec une forte nitracline avoisinant 118 m de profondeur. Dans le Pacific tropical occidental le long de la radiale 165 °E, Radenac et Rodier (1996) ont également observé un enrichissement transitoire local faible en nitrate dans la couche de surface. Ils ont attribué ce faible enrichissement aux effets combinés de la divergence entre le contre-courant sud-équatorial et la branche sud du courant sud équatorial, des pompages d'Ekman favorables aux remontées d'eau et des événements des vents locaux.

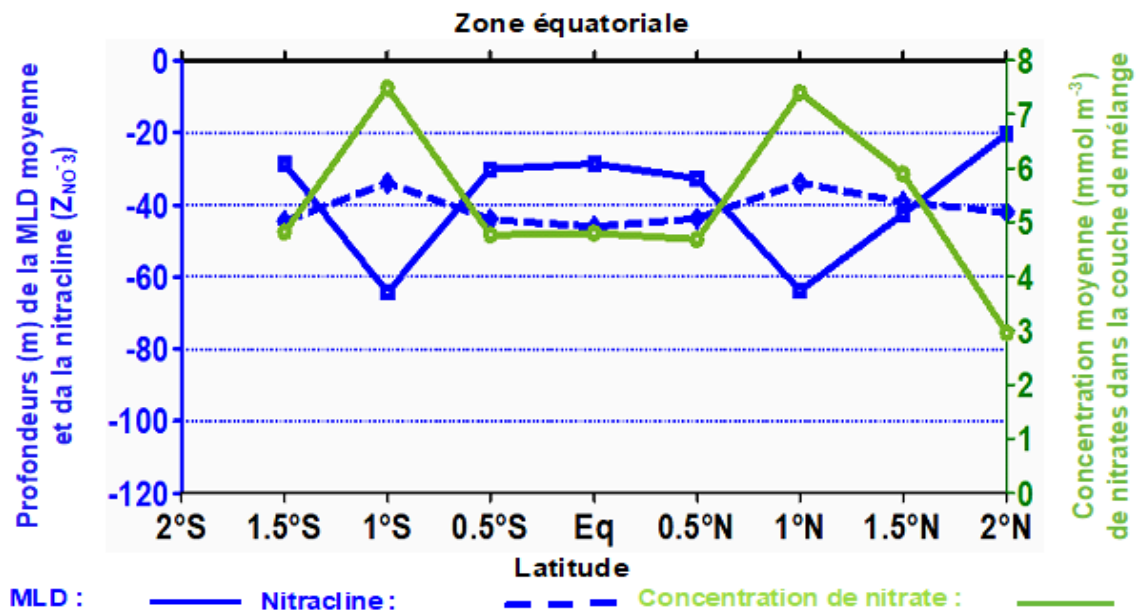
Dans tous les cas, les distributions de nitrate étaient étroitement liées à la structure de densité pour laquelle la salinité peut être le facteur de contrôle. La variabilité saisonnière, des distributions de nitrates a été déterminée principalement par des processus physiques locaux ou éloignés qui contrôlaient la stabilité de la colonne d'eau qui régit les déplacements verticaux du phytoplancton comme le souligne Camara et al. (2020). Selon ces auteurs aux environs de 10 °S, la composante thermique est le principal processus physique déterminant le changement de densité dans la couche de surface induit par des processus horizontaux. Ce changement de densité est principalement provoqué par le transport de l'eau chaude de l'équateur par le transport Ekman vers le sud. De plus, les variations de température et de salinité agissent de manière constructive en empêchant l'apport vertical de nitrate dans la MLD. Comparativement à la zone 6 °S, celle de 10 °S enregistre des quantités importantes de nitrates.

#### **IV.2.4.2 Pendant la saison chaude: zone équatoriale**

Sur la Figure 36 sont représentées l'évolution moyenne de la MLD, du sommet de la nitracline et de la moyenne de la concentration de nitrates dans la couche de mélange dans la zone équatoriale à 10 °W au cours de la saison chaude. Eq représente l'équateur sur cette figure.

La situation de saison chaude dans la zone équatoriale montre des épaisseurs de couches de mélange relativement importantes par rapport à la saison froide. La MLD varie entre 20,5 et 64,5 m. Les profondeurs les plus élevées sont obtenues respectivement à 1 °N et à 1 °S (64,5 m) et la plus faible de 20,5 m à 2 °N. Elles augmentent entre 2 °N et 1 °N pour atteindre une profondeur

maximale de 64,5 m avant de diminuer jusqu'à l'équateur avec un minimum de 28,75 m. A partir de ce minimum, ces profondeurs augmentent à nouveau vers un maximum de 64,5 m pour ensuite diminuer avec une valeur de 28,83 m à 1,5 °S.



**Figure 36.** Evolution spatiale des moyennes de la MLD (m), de la nitracline (m) et de la concentration (mmol m<sup>-3</sup>) de nitrates dans la couche de mélange en saison chaude

En ce qui concerne la nitracline, elle connaît une légère variation entre 42,12 et 44,14 m. Pour ce paramètre, une légère diminution de 2 °N à 1 °N et de 0,5 °S à 1 °S a été observée avec un minimum de 34,4 m respectivement à 1 °N et à 1 °S, suivie d'une augmentation de 1 °N à l'équateur et de 1 °S à 1,5 °S avec un maximum de 46,19 m à l'équateur (0 °N-10 °W).

Des concentrations élevées de nitrates sont obtenues dans la zone équatoriale au cours de la saison chaude et varient entre 3 et 7,8 mmol m<sup>-3</sup> au niveau de la zone équatoriale. Les plus fortes valeurs sont obtenues aux latitudes 1 °N et 1 °S avec des maxima de 7,8 mmol m<sup>-3</sup>, tandis que les autres latitudes présentent des concentrations moyennement élevées. Pour cette saison, les concentrations de nitrates sont très élevées par rapport à celles de la saison froide où les teneurs les plus fortes sont de l'ordre de 2,06 mmol m<sup>-3</sup>.

L'analyse de la Figure 36 montre de manière générale deux situations distinctes dans l'évolution saisonnière des paramètres étudiés:

- ✓ Entre 0,7 °N-1,57 °N et 0,75 °S-1,3 °S, la nitracline se trouve dans la couche de mélange avec un minimum de 35 m à 1 °N et à 1 °S. La MLD s'approfondit et atteint un maximum de 64,5 m entraînant un approvisionnement accru de nitrates de 7,8 mmol m<sup>-3</sup> précisément à 1 °N et à 1 °S.



- ✓ Entre 1,57 °N-2 °N; 0,75 °S-0,57 °N et 1, 5 °S-1,3 °S, la nitracline s'enfonce sous une couche de mélange d'environ 30 m suivie d'une diminution de la concentration de nitrates de 7,8 mmol m<sup>-3</sup> à 5 mmol m<sup>-3</sup> entre 0,5 °S-0,5 °N et à 1,5 °S. La plus faible concentration de nitrates de 3 mmol m<sup>-3</sup> est observée à 2 °N avec une faible MLD de 20 m et une profonde nitracline de 44 m.

Cette étude hydrologique révèle que dans la zone équatoriale, les valeurs minimales de MLD sont obtenues pendant la saison froide. On note également une augmentation de la MLD au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la zone équatoriale en allant vers le sud avec une augmentation du sommet de la nitracline suivie d'une diminution des teneurs en nitrates dans la couche de surface en générale.

**Entre 0,7 °N-1,57 °N et 0,75 °S-1,3 °S**, au cours de la saison chaude dans la zone équatoriale, la nitracline se trouve dans la couche de mélange avec un apport considérable de nitrates en surface.

**Entre 0,7 °N et 1,57 °N:** dans cette zone, lorsque la MLD est maximale de 64,5 m à 1 °N, dans la couche de surface, les concentrations en nitrates passent de 5,1 mmol m<sup>-3</sup> à des teneurs maximales de 7,8 mmol m<sup>-3</sup>. Ces travaux montrent des résultats contraires à plusieurs études effectuées dans le GG pendant la saison chaude. En effet, au cours de la saison chaude (novembre-avril), pendant que Herbland et Voituriez (1977; 1979) ont présenté une couche de surface pauvre en nitrates induite par une divergente faible, les résultats obtenus montrent plutôt une couche de surface enrichie considérablement en nitrates sous l'action de fortes profondeur de couche de mélange.

En outre la nitracline située dans la couche de mélange en saison chaude, se trouve à une profondeur où les concentrations en nitrates sont somme toute assez élevées (supérieurs à 4 mmol m<sup>-3</sup>), ce qui semble contradictoire avec l'hypothèse de réservoir pauvre en nitrates comme l'avait souligné plusieurs études (Voituriez et Dandonneau, 1974). Voituriez et Herbland (1984) avaient aussi obtenu au cours des campagnes historiques CIPREA 1 et 3 de faibles teneurs de nitrates en saison chaude, entre l'équateur et 5 °S. Hisard (1973) faisant la description des structures équatoriales à 1 °W, après un arrêt de 17 jours d'observation a également enregistré un enrichissement important, en sels nutritifs (les teneurs en nitrate à 50 m de profondeur croissent de 0 à 5 µatg/l), une diminution de l'intensité du EUC et un relèvement de 80 à 50 m de profondeur du noyau de sa vitesse. La diminution simultanée de l'intensité du Sous Courant Equatorial et du soulèvement de son noyau observés en été semble encore plus prononcée en automne (novembre) ce qui peut avoir un effet stimulant dans l'injection rapide de nitrates en

surface. Cette diminution de l'intensité du EUC pourrait donc induire une augmentation de la concentration de nitrate en surface comme le confirment les résultats de Hisard (1973). En outre, Hisard (1973) mentionne que cet enrichissement important des eaux équatoriales peut également être attribué aux effets conjugués du gradient vertical de vitesse et celle du gradient vertical de densité. Ce qui suggère d'importants échanges verticaux turbulents en saison froide et qui se prolongent au début de la saison chaude.

**Entre 0,75 °S-1,3 °S:** cette zone, au sud de l'équateur montre un enrichissement considérable en surface de nitrates avec un maximum de 7,8 mmol m<sup>-3</sup> à 1 °S au cours de la saison chaude avec une MLD d'environ 65 m. Les résultats obtenus sont soutenus par les travaux de Dufour et Stretta (1973) à 4 °W. Ces auteurs ont utilisé les données du 3 novembre au 4 décembre 1971 au cours de la croisière du N/O Capricorne pour montrer le fort enrichissement de la zone équatoriale en nutriments en particulier en nitrates. Pour ces auteurs, ce fort enrichissement de nitrates, dans la couche de mélange est initié par la divergence du courant sud équatoriale qui provoque une remontée générale des isolignes vérifiée par les sections de nitrate (voir Figure 31). Ce qui induit une augmentation des concentrations en nitrate dans la couche de surface pour aboutir à des teneurs maximales à 1 °S. Par ailleurs, certaines études dans le golfe du Lion (Marty et al., 2002; de Fommervault, et al., 2015) ont obtenu de fortes profondeurs de couche de mélange (425 m) avec de fortes teneurs de nutriments. Plusieurs auteurs (Bosc et al., 2004; d'Ortenzio et d'Alcalá, 2009; Lavigne et al., 2013) ont justifié que pendant la saison chaude, les processus de mélange sont suffisamment intenses pour permettre l'accumulation de nutriments, et soutenir une forte augmentation printanière de biomasse. Lee Chen (2005) a également montré l'abondance de nitrates au cours de la saison chaude pendant une étude menée dans la mer de Chine Méridionale entre 2000 et 2003 pour élucider la dynamique spatiale et temporelle de la nouvelle production et de la production primaire à base de nitrate. Il a justifié la forte présence de nutriments dans la couche de surface par la faible nitracline au sud de l'équateur.

**Entre 1,57 °N-2 °N; 0,75 °S-0,57 °N et 1,5 °S-1,3 °S :** la nitracline s'enfonce sous la couche de mélange suivie d'une diminution de la concentration de nitrates en surface.

**Entre 1,57 °N-2 °N:** la faible MLD de 20 m à 2 °N est accompagnée d'une nitracline profonde de 46 m environ suivie d'une diminution des concentrations de nitrates de 7,8 à 3 mmol m<sup>-3</sup>. Par ailleurs dans cette zone, les résultats des coupes de température obtenus indiquent des températures élevées allant jusqu'à 29 °C avec une thermocline relativement faible.

D'Ortenzio (2016) a également obtenu des températures élevées dans les eaux de la Méditerranée en observant les interactions physico-chimico-biologiques dans l'océan ouvert pendant la saison chaude avec de faibles MLD. Il a attribué ces faibles MLD à l'augmentation progressive des températures qui provoque ensuite une diminution de la profondeur de la ML, et une stratification des eaux de surface qui ne sont dès lors plus approvisionnées en nutriments depuis les couches sous-jacentes.

**Entre 0,75 °S-0,57 °N:** la situation hydrologique de la zone, montre une diminution de la MLD qui passe de 64,5 à 30 m accompagnée d'une diminution des concentrations de nitrates de 7,8 mmol m<sup>-3</sup> à 4,5 mmol m<sup>-3</sup> environ dans la couche de surface. D'Ortenzio et al. (2014) et Deme-Gningue et al. (1990) ont également fait ces mêmes observations. Par ailleurs, la rapide diminution des concentrations de nitrates de 1 °N à 0,5 °N et qui se stabilise jusqu'à 0,5 °S autour de 4,5 mmol m<sup>-3</sup> est accompagnée d'une faible MLD de 30 m environ. Cette diminution de la concentration de nitrates en surface au cours de cette étude est probablement la conséquence d'une forte consommation par le Phytoplancton proposée par Marty et al. (2002); Voituriez et al. (1982); de Fommervault (2015).

**Entre 1,5 °S et 1,3 °S:** la diminution de la concentration de nitrates dans cette zone est particulièrement remarquable à 1,5 °S avec une teneur d'environ 5 mmol m<sup>-3</sup>. Cette diminution est accompagnée d'un renforcement de la nitracline autour de 46 m de profondeur et d'une faible MLD de 30 m. Malgré cette baisse observée dans l'approvisionnement en nutriments, la couche de surface reste enrichie en nitrates. En accord avec Voituriez et Herbland (1982), cet enrichissement de la zone correspond à la divergence équatoriale induite par la divergence équatoriale des vents.

La couche de surface devrait normalement être dépourvue totalement de nitrates avec la nitracline qui s'enfonce profondément sous la couche de mélange. Cependant au cours de la saison chaude dans la zone équatoriale, l'analyse de la structure hydrologique montre une couche de surface très approvisionnée en nutriments malgré quelques légères diminutions observées. Comparativement à la saison froide, il ressort que dans l'Atlantique Est, la zone équatoriale est riche toute l'année et qu'il y a lieu de considérer des mécanismes différents d'enrichissement suivant que l'on est en saison chaude ou saison froide. Comme l'expliquent Williams et Follows (2003), Mann et Lazier (2013), l'un des principaux mécanismes favorisant un apport de nutriments en surface est l'approfondissement de la couche de mélange en saison chaude, qui introduit dans les couches de surface éclairées les nutriments contenus au niveau des couches profondes car le flux d'injection de nutriments est lui-même soutenu par des flux de nutriments

dû à un fort transport de nutriments associé aux courants de frontière ouest. La MLD peut stimuler la productivité des écosystèmes marins. La biomasse du zooplancton indiquée par Wiafe et al. (2008) ainsi que la productivité de la pêche selon Cury et Roy (2002) sont directement liées à l'approfondissement de la MLD et d'une faible thermocline saisonnière. Ces variations verticales saisonnières de cette MLD peuvent donc entraîner le développement de la production primaire à travers l'enrichissement de la couche de surface en nitrates. De par son importance, la MLD peut donc influencer sur la distribution et l'abondance des ressources de pêche et peut avoir une répercussion importante sur les pêches de la région à 10 °W.

## CONCLUSION

La variation spatiale de la MLD présente une augmentation de la région équatoriale à la région 10 °S. Pendant la saison froide, dans la région équatoriale, les fortes valeurs de MLD sont obtenues entre septembre et octobre et les plus faibles en juillet. Dans la région 6 °S, les fortes valeurs de MLD sont obtenues entre août et octobre avec néanmoins un minimum en juillet. Dans la région 10 °S, la MLD est maximale en août. Pendant la saison chaude, dans la région équatoriale, les valeurs des MLD les plus élevées sont obtenues en novembre et janvier et les plus faibles en décembre. Dans les régions 6 °S et 10 °S, les MLD augmentent de février à mai. La moyenne saisonnière dans la région équatoriale est de 20 m. Dans la région 6 °S, elle est environ de 30 m. Pour la région subtropicale (10 °S), la moyenne saisonnière en saison chaude est de 40 m tandis qu'en saison froide elle est de 50 m.

Pendant la saison froide, dans la région équatoriale entre et 2 °S et 1,5 °N, la nitracline, très peu profonde se retrouve dans la couche de mélange. Les concentrations de nitrates sont alors élevées en surface. A 2 °N, la nitracline est plus profonde que la MLD et les couches de surface sont totalement appauvries en nitrate. Dans la zone subéquatoriale (5 °S-10 °S), la MLD s'approfondit avec la latitude et la nitracline reste de manière permanente sous la couche de mélange. Les couches de surface contiennent des concentrations non négligeables de nitrates particulièrement à 6 °S et 9 °S. A 8 °S, la nitracline se trouve dans la couche de mélange entraînant de fortes concentrations en nitrates. En saison chaude où les données n'ont été disponibles que pour la région équatoriale, les concentrations de nitrates sont très élevées en surface variant entre 3 et 7 mmol m<sup>-3</sup> particulièrement à 1 °N et 1 °S où la nitracline se retrouve dans la couche de mélange.

## CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

### CONCLUSION GENERALE

L'objectif général de ce travail de recherche était d'étudier le rôle de la variabilité spatiale et saisonnière de la profondeur de la couche de mélange (MLD) dans l'apport de nitrates des couches plus profondes vers la surface océanique en Atlantique Equatorial Est à 10 °W.

L'évaluation des six différentes variantes de la méthode de Holte et Talley a abouti à la sélection de la méthode du seuil de densité avec le critère de  $0,03 \text{ kg m}^{-3}$  avec une profondeur de référence de 10 m pour déterminer les MLD durant l'étude. La MLD déterminée à partir de cette méthode montre une augmentation de l'équateur jusqu'aux limites de la zone subéquatoriale à 10 °S. Elle montre, en outre, très peu de variations saisonnières à l'équateur. Dans cette région, un ensemble conjugué de facteurs (vents de surface, flux de chaleur latent, l'upwelling équatorial et les ondes internes) maintient la nitracline de façon permanente dans la couche de mélange avec pour conséquence la disponibilité de nutriments nécessaires pour le développement phytoplanctonique induisant une forte activité biologique.

Dans la région subéquatoriale, la profondeur de la couche de mélange montre des variations saisonnières, avec des valeurs généralement faibles en saison chaude (novembre à avril) et maximales en saison froide (mai à octobre). Les vents et courants pourraient provoquer un approfondissement de la MLD qui peut atteindre plusieurs dizaines de mètres. Dans ces conditions, si la MLD atteint la nitracline, les nutriments (nitrates) présents en profondeur peuvent être redistribués vers la surface et devenir disponibles pour le phytoplancton. Cependant, dans cette zone, la nitracline demeure en général sous la couche de mélange et les concentrations de nitrates en surface ne sont pas négligeables (particulièrement à 6 °S et 9 °S), laissant penser que cet enrichissement ne serait pas dû uniquement à l'approfondissement de la MLD.

Les résultats de ce travail de recherche ont permis de comprendre que la MLD joue un rôle prépondérant dans l'apport des nitrates dans les couches de surface océaniques qui supportent une grande partie de l'activité biologique de la colonne d'eau. Elle peut être ainsi considérée comme l'un des principaux facteurs abiotiques contrôlant la dynamique du phytoplancton car il détermine le niveau moyen de lumière vu par les organismes marins.

En effet, dans les couches très profondes, le phytoplancton est incapable d'obtenir suffisamment de lumière pour maintenir son métabolisme. L'approfondissement de la couche de mélange en saison froide assure en profondeur un mélange qui redistribue les stocks de nutriments près de la surface. Lorsque les niveaux de lumière augmentent, les couches superficielles voient une

augmentation concomitante de la biomasse phytoplanctonique, source quasi exclusive de la matière organique qui se trouve à la base des chaînes alimentaires océaniques et conditionne également le développement des réseaux trophiques supérieurs qui constitue l'un des enjeux économique et alimentaire tant au niveau mondial que régional.

## **PERSPECTIVES**

Au cours de cette étude, l'utilisation des profils individuels *in situ* de CTD pour l'estimation de la MLD a montré ses insuffisances, car les résolutions spatiales et temporelles des données se sont avérées trop grossières, ce qui nous a conduit au recours des moyennes climatologiques qui ne permettent pas une analyse détaillée de la structure hydrologique étudiée.

Pour éviter de rencontrer ces difficultés, de plus en plus, les océanographes ont recours à des types de données qui auraient une bonne couverture spatiale et temporelle pour mieux échantillonner la colonne d'eau. Alors l'avènement des données issues des profileurs Argo, échogrammes et modèles océaniques vient à point nommé. Ces types de données ont donc permis d'estimer la MLD avec une résolution et une couverture spatio-temporelle plus élevée. L'intensification récente des mesures *in situ* avec les profileurs Argo et spécifiquement les observations acoustiques réalisées dans le cadre du programme EAF-Nansen ouvrent donc de bonnes perspectives pour effectuer des travaux complémentaires sur la détermination de la MLD, sa variabilité et sa corrélation avec la disponibilité en nutriments dans les couches de surface océaniques. Ces travaux présentent un fort intérêt pour les régions côtières nord du GG où la richesse en nutriments est nécessaire pour la productivité biologique et la croissance phytoplanctonique, indispensables pour le développement de la pêche qui demeure une activité socio-économique majeure pour de nombreux pays côtiers de l'Atlantique tropical. Ce qui permettrait de maintenir la surveillance des activités de pêche pour soutenir le développement durable des populations de cette façade maritime qui subit malheureusement les effets néfastes de la pêche maritime illégale et de la pilaterie maritime.

## REFERENCES

- Abdulla CP, Alsaafani MA, Alraddadi TM, Albarakati AM** (2016) Estimation of Mixed Layer Depth in the Gulf of Aden: A New Approach. *PLOS ONE* **11**:e0165136. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0165136>
- Abé J** (2005) Contribution à la connaissance de la morphologie et de la dynamique sédimentaire du littoral ivoirien (cas du littoral d'Abidjan) essais de modélisation en vue d'une gestion rationnelle. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Cocody-Abidjan, Côte d'Ivoire
- Akinsanola AA, Zhou W** (2020) Understanding the Variability of West African Summer Monsoon Rainfall: Contrasting Tropospheric Features and Monsoon Index. *Atmosphere* **11**:309. <https://doi.org/10.3390/atmos11030309>
- Aksnes DL, Ohman MD, Rivière P** (2007) Optical effect on the nitracline in a coastal upwelling area. *Limnol Oceanogr* **52**:1179–1187. <https://doi.org/10.4319/lo.2007.52.3.1179>
- Allersma E, Tilmans WMK** (1993) Coastal conditions in West Africa—A review. *Ocean Coast Manag* **19**:199–240. [https://doi.org/10.1016/0964-5691\(93\)90043-X](https://doi.org/10.1016/0964-5691(93)90043-X)
- Alory G, Téchiné P, Delcroix T, Diverrès D, Varillon D, Donguy J-R, Reverfdin G, Morrow R, Grelet J, Gouriou Y, Jacquin S, Kestenare E, Bachelier, C, DiMattéo A** (2020) Le Service national d'observation de la salinité de surface de la mer. *La Météorologie* **29**–39
- Aminot A, Chaussepied M** (eds) (1983) Manuel des analyses chimiques en milieu marin. Centre national pour l'exploitation des océans. CNEXO, Brest
- Apetcho EK** (2011) Couplage physique-biogéochimie dans le Golfe de Guinée. Mémoire de Master, Université d'Abomey-Calavi (UAC), Bénin
- Araujo M, Limongi C, Servain J, Silva M, Leite FS, Veleza D, and Lentini CAD** (2011) Salinity-induced mixed and barrier layers in the southwestern tropical Atlantic Ocean off the northeast of Brazil. *Ocean Sci* **7**:63–73. <https://doi.org/10.5194/os-7-63-2011>
- Backhaus JO, Hegseth EN, Wehde H, Irigoien X, Hatten K, Logemann K** (2003) Convection and primary production in winter. *Mar Ecol Prog Ser* **251**:1–14
- Bassou A** (2014) La Mer du Golfe de Guinée : Richesses, conflits et insécurité. *Paix Secur Int* **151**–163. [https://doi.org/10.25267/Paix\\_secur\\_int.2014.i2.09](https://doi.org/10.25267/Paix_secur_int.2014.i2.09)
- Bassou A** (2016) Le Golfe de Guinée, Zone de Contrastes: Richesses et Vulnérabilités. *Afr Portal* **32**
- Beauregard-Harvey O** (2018) Amélioration des prévisions immédiates du vent et de la production éolienne. Maîtrise ès sciences appliquées. génie énergétique, Université de Montréal
- Berger H, Treguier AM, Perenne N, Talandier C** (2014) Dynamical contribution to sea surface salinity variations in the eastern Gulf of Guinea based on numerical modelling. *Clim Dyn* **43**:3105–3122. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2195-4>
- Berner EK, Berner RA** (1987) The global water cycle: geochemistry and environment. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J
- Berrit GR** (1976) Hydroclimats de l'Atlantique tropical oriental. *Met-Mar* **93**:3
- Bessa I, Makaoui A, Agouzouk A, Hilmi K, Idrissi M, Ettahiri O and Afifi M** (2017) Seasonal variability of the ocean mixed layer depth in moroccan upwelling areas derived from in situ profiles. *Int J Adv Res* **5**:1754–1762. <https://doi.org/10.21474/IJAR01/3688>
- Besse P** (2003) Pratique de la modélisation statistique. *Publ Lab Stat Probab* **81**

- Bosc E, Bricaud A, Antoine D** (2004) Seasonal and interannual variability in algal biomass and primary production in the Mediterranean Sea, as derived from 4 years of SeaWiFS observations. *Glob Biogeochem Cycles* **18**:1 GB1005
- Bourlès B** (2010) Description de la circulation océanique et de sa variabilité dans l’Océan Atlantique Tropical. Thèse de Doctorat. Océan, Atmosphère, Université Paul Sabatier-Toulouse III
- Bourlès B, d’Orgeville M, Eldin G, Gouriou Y, Chuchla R, DuPenhoat Y, Arnault S** (2002) On the thermocline and subthermocline eastward currents evolution in the eastern equatorial Atlantic. *Geophys Res Lett* **29**:10–1029
- Bourlès B, Lumpkin R, McPhaden MJ, Hernandez F, Nobre P, Campos E, Yu L, Planton S, Busalacchi A, Moura AD, Servain J, Trotte J** (2008) THE PIRATA PROGRAM: History, Accomplishments, and Future Directions. *Bull Am Meteorol Soc* **89**:1111–1126. <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2462.1>
- Bouthevillain K, Mathis A** (1995) Prévisions : mesures, erreurs et principaux résultats. *Econ Stat* **285**:89–100. <https://doi.org/10.3406/estat.1995.5982>
- Bowden KF** (1980) Chapter 12 Physical and Dynamical Oceanography of the Irish Sea. In: Banner FT, Collins MB, Massie KS (eds) Elsevier Oceanography Series. *Elsevier*, pp 391–413
- Brainerd KE, Gregg MC** (1995) Surface mixed and mixing layer depths. *Deep Sea Res Part Oceanogr Res Pap* **42**:1521–1543. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(95\)00068-H](https://doi.org/10.1016/0967-0637(95)00068-H)
- Brandt P, Funk A, Tantet A, Johns WE, Fischer J** (2014) The Equatorial Undercurrent in the central Atlantic and its relation to tropical Atlantic variability. *Clim Dyn* **43**:2985–2997. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2061-4>
- Brieger F, Herzsuh U, Pestryakova LA, Bookhagen B, Zakharov ES, Kruse S** (2019) Advances in the Derivation of Northeast Siberian Forest Metrics Using High-Resolution UAV-Based Photogrammetric Point Clouds. *Remote Sens* **11**:1447. <https://doi.org/10.3390/rs11121447>
- Burchard H, Bolding K, Villarreal MR** (1999) GOTM, a general ocean turbulence model: theory, implementation and test cases. *Space Applications Institute*
- Camara I, Kolodziejczyk N, Mignot J, Lazar A, Gaye AT** (2015) On the seasonal variations of salinity of the tropical Atlantic mixed layer. *J Geophys Res Oceans* **120**:4441–4462. <https://doi.org/10.1002/2015JC010865>
- Camara I, Mignot J, Kolodziejczyk N, Losada T and Lazar A** (2020) Tropical Atlantic Mixed Layer Buoyancy Seasonality: Atmospheric and Oceanic Physical Processes Contributions. *Atmosphere* **11**:649. <https://doi.org/10.3390/atmos11060649>
- Campos-Serrano A** (2013) Extraction offshore, politics inshore, and the role of the state in equatorial guinea. *Africa* **83**:314–339. <https://doi.org/10.1017/S0001972013000065>
- Caniaux G, Planton S** (1998) A three-dimensional ocean mesoscale simulation using data from the SEMAPHORE experiment: Mixed layer heat budget. *J Geophys Res Oceans* **103**:25081–25099. <https://doi.org/10.1029/98JC00452>
- Carton JA, Giese BS** (2008) A Reanalysis of Ocean Climate Using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). *Mon Weather Rev* **136**:2999–3017. <https://doi.org/10.1175/2007MWR1978.1>
- Carton JA, Zhou Z** (1997) Annual cycle of sea surface temperature in the tropical Atlantic Ocean. *J Geophys Res Oceans* **102**:27813–27824. <https://doi.org/10.1029/97JC02197>



- Casado Lopez A** (2011) Simulation du Climat en Méditerranée dans un modèle Couplé Régional. Thèse de Doctorat. Physique Atmosphérique, Université Paris VI
- Chai T, Kim H-C, Lee P, Tong D, Pan L, Tang Y, Huang J, McQueen J, Tsidulko M and Stajner I** (2013) Evaluation of the United States National Air Quality Forecast Capability experimental real-time predictions in 2010 using Air Quality System ozone and NO<sub>2</sub> measurements. *Geosci Model Dev* **6**:1831–1850. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-1831-2013>
- Chen D, Busalacchi AJ, Rothstein LM** (1994) The roles of vertical mixing, solar radiation, and wind stress in a model simulation of the sea surface temperature seasonal cycle in the tropical Pacific Ocean. *J Geophys Res* **99**:20345. <https://doi.org/10.1029/94JC01621>
- Christian JR, Murtugudde R** (2003) Tropical Atlantic variability in a coupled physical–biogeochemical ocean model. *Deep Sea Res Part II Top Stud Oceanogr* **50**:2947–2969. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2003.07.005>
- Chu PC, Wang Q, Bourke RH** (1999) A Geometric Model for the Beaufort/Chukchi Sea Thermohaline Structure. *J Atmospheric Ocean Technol* **16**:613–632. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1999\)016<0613:AGMFTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1999)016<0613:AGMFTB>2.0.CO;2)
- Coëtlogon G de, Janicot S, Lazar A** (2010) Intraseasonal variability of the ocean—atmosphere coupling in the Gulf of Guinea during boreal spring and summer. *Q J R Meteorol Soc* **136**:426–441
- Colin C** (1988) Coastal upwelling events in front of the Ivory Coast during the FOCAL program. *Ocean Acta* **11**:125–138
- Colin C** (1989) Sur la variabilité dans le Golfe de Guinée :Nouvelles considérations sur les mécanismes d’upwelling. Thèse de Doctorat. Muséum national d’histoire naturelle, Paris
- Colin C, Garzoli SL** (1987) In situ wind measurements and Ocean response in the Equatorial Atlantic during the FOCAL/SEQUAL Experiment. *J Geophys Res* **92**:3741–3750
- Colin C, Garzoli SL** (1988) High frequency variability of the in-situ wind, temperature and current measurements in the Equatorial Atlantic during the FOCAL/SEQUAL Experiment. *Ocean Acta* **11**:139–148
- Colin C, Gonella J, Merle J** (1987) Equatorial upwelling at 4°W during the FOCAL program. *Océan Acta* 39–49
- Courtois P, Hu X, Pennelly C, Spence P and Myers PG** (2017) Mixed layer depth calculation in deep convection regions in ocean numerical models. *Ocean Model* **120**:60–78. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2017.10.007>
- Cullen JJ, Franks PJ, Karl DM, Longhurst A** (2002) Physical influences on marine ecosystem dynamics. *The sea* **12**:297–336
- Cullen JJ, Stewart E, Renger E, Eppley RW and Winant CD** (1983) Vertical motion of the thermocline, nitracline and chlorophyll maximum layers in relation to currents on the Southern California Shelf. *J Mar Res* **41**:239–262. <https://doi.org/10.1357/002224083788520171>
- Cury P, Roy C** (2002) Environmental forcing and fisheries resources in Côte d’Ivoire and Ghana: Did something happen? In: Large Marine Ecosystems. *Elsevier*, pp 241–260
- d’Ortenzio F, d’Alcalà MR** (2009) On the trophic regimes of the Mediterranean Sea: a satellite analysis. *Biogeosciences Eur Geosci Union* **6**:139–148

- Da-Allada CY, Alory G, du Penhoat Y, Kestenare E, Durand F, Hounkonnou NM** (2013) Seasonal mixed-layer salinity balance in the tropical Atlantic Ocean: Mean state and seasonal cycle. *J Geophys Res Oceans* **118**:332–345. <https://doi.org/10.1029/2012JC008357>
- Da-Allada CY, du Penhoat Y, Jouanno J, Alory G and Hounkonnou NM** (2014) Modeled mixed-layer salinity balance in the Gulf of Guinea: seasonal and interannual variability. *Ocean Dyn* **64**:1783–1802. <https://doi.org/10.1007/s10236-014-0775-9>
- Da-Allada CY, Jouanno J, Gaillard F, Kolodziejczyk N, Maes C, Reul N and Bourles B** (2017) Importance of the Equatorial Undercurrent on the sea surface salinity in the eastern equatorial Atlantic in boreal spring: SEASONAL SALINITY BALANCE. *J Geophys Res Oceans* **122**:521–538. <https://doi.org/10.1002/2016JC012342>
- de Boyer Montégut C** (2005) Couche mélangée océanique et bilan thermohalin de surface dans l’Océan Indien Nord. Thèse de Doctorat. Climatologie, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI
- de Boyer Montégut C, Madec G, Fischer AS, Lazar A and Ludicone D** (2004) Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *J Geophys Res* **109**:C12003. <https://doi.org/10.1029/2004JC002378>
- de Fommervault OP** (2015) Dynamique des nutriments en Méditerranée: des campagnes océanographiques aux flotteurs Bio-Argo. Thèse de Doctorat. Océanographie, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI
- de Fommervault, OP, D’Ortenzio F, Mangin A, Serra R, Migon C, Claustre H, Lavigne H, d’Alcacia MR, Prieur L, Taillandier V, Schmechtig C, Poteau A, Leymarie E, Dufour A, Besson F and Obolensky G** (2015) Seasonal variability of nutrient concentrations in the Mediterranean Sea: Contribution of Bio-Argo floats. *J Geophys Res Oceans* 8528–8550
- Dégbé CGE** (2009) Géomorphologie et érosion côtière dans le golfe de Guinée. Mémoire de Master of Sciences en Océanographie Physique, Chaire Internationale en Physique Mathématique et Applications, Faculté des Sciences et Techniques, Université d’ Abomey-Calavi
- Deme-Gningue I, Roy C, Touré D** (1990) Variabilité spatio-temporelle de la température, des nitrates et de la chlorophylle devant les côtes du Sénégal. *Doc Sci* **22**
- Doney SC** (2006) Plankton in a warmer world. *Nature* **444**:695–696. <https://doi.org/10.1038/444695a>
- Dong S, Sprintall J, Gille ST, Talley L** (2008) Southern Ocean mixed-layer depth from Argo float profiles. *J Geophys Res* **113**:C06013. <https://doi.org/10.1029/2006JC004051>
- D’Ortenzio F** (2016) Un nouveau paradigme pour l’observation des interactions physico-chimico-biologiques dans l’océan ouvert. These de doctorat. Océanographie et Environnement Marin, Université Pierre et Marie Curie
- D’Ortenzio F, Lavigne H, Besson F, Claustre H, Coppola L, Garcia N, Laës-Huon A, Reste SL, Malardé D, Migon C, Morin P, Mortier L, Poteau A, Prieur L, Raimbault P and Testor P** (2014) Observing mixed layer depth, nitrate and chlorophyll concentrations in the northwestern Mediterranean: A combined satellite and NO<sub>3</sub> profiling floats experiment. *Geophys Res Lett* **41**:6443–6451. <https://doi.org/10.1002/2014GL061020>

- Dufour P, Slepoukha M** (1981) Étude de la fertilité d'une lagune tropicale de Côte d'Ivoire au moyen de tests biologiques sur populations phytoplanctoniques naturelles. *Rev Hgdrobiol Trop* **14**:103–114
- Dufour P, Stretta J-M** (1973) Production primaire, biomasses du phytoplancton et du zooplancton dans l'Atlantique tropical sud, le long du méridien 4 °W. *Cah ORSTOM Sér Océan* **XI**:419–429
- Enfield DB, Mayer DA** (1997) Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño and Southern Oscillation. *J Geophys Res* **102**:929–945
- Fairall CW, Bradley EF, Godfrey JS, Wick GA, Edson JB and Young GS** (1996) Cool-skin and warm layer effects on sea surface temperature. *J Geophys Res* **101**:1295–1308
- Falkowski PG, Ziemann D, Kolber Z, Bienfang PK** (1991) Role of eddy pumping in enhancing primary production in the ocean. *Nature* **352**:55–58. <https://doi.org/10.1038/352055a0>
- FAO** (2002) La situation mondiale de l'alimentation et de l'agriculture. *Collect. FAO*
- Ferry N, Reverdin G** (2004) Sea surface salinity interannual variability in the western tropical Atlantic: An ocean general circulation model study. *J Geophys Res* **109**:C05026. <https://doi.org/10.1029/2003JC002122>
- Fiadeiro M, Striokland JDH** (1968) Nitrate reduction and the occurrence of a deep nitrite maximum in the ocean off the west coast of South America. *J Mar Res* **26**:187–201
- Fischer J-G** (2008) Circulation in the Gulf of Guinea. PhD Thesis. Mathematisch-Naturwissenschaftliche, Christian-Albrechts-University of Kiel
- Foltz GR, Grodsky SA, Carton JA, McPhaden MJ** (2003) Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean. *J Geophys Res* **108**:3146. <https://doi.org/10.1029/2002JC001584>
- Foltz GR, McPhaden MJ** (2008) Seasonal mixed layer salinity balance of the tropical North Atlantic Ocean. *J Geophys Res* **113**:C02013. <https://doi.org/10.1029/2007JC004178>
- Foltz GR, Schmid C, Lumpkin R** (2013) Seasonal Cycle of the Mixed Layer Heat Budget in the Northeastern Tropical Atlantic Ocean. *J Clim* **26**:8169–8188. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00037.1>
- Foltz GR, Vialard J, Praveen Kumar B, McPhaden MJ** (2010) Seasonal Mixed Layer Heat Balance of the Southwestern Tropical Indian Ocean. *J Clim* **23**:947–965. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3268.1>
- Freeland H, Denman K, Wong CS, Whitney F, Jacques R** (1997) Evidence of change in the winter mixed layer in the Northeast Pacific Ocean. *Deep Sea Res Part Oceanogr Res Pap* **44**:2117–2129. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(97\)00083-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(97)00083-6)
- Giardino A, Schrijvershof R, Nederhoff CM, de Vroeg H, Brière C, Tonnon P-K, Caires S, Walstra DJ, Sosa J, Verseveld WV, Schellekens J and Sloff CJ** (2018) A quantitative assessment of human interventions and climate change on the West African sediment budget. *Ocean Coast Manag* **156**:249–265. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2017.11.008>
- Gill AE** (1982) Atmosphere-Ocean Dynamics. *Academic Press*
- Giordani H, Caniaux G** (2011) Diagnosing vertical motion in the Equatorial Atlantic. *Ocean Dyn* **61**:1995–2018. <https://doi.org/10.1007/s10236-011-0467-7>
- Giordani H, Caniaux G, Voltaire A** (2013) Intraseasonal mixed-layer heat budget in the equatorial Atlantic during the cold tongue development in 2006. *J Geophys Res Oceans* **118**:650–671

- Goldfarb B, Pardoux C** (2013) Introduction à la méthode statistique: statistique et probabilités, 7th edn.
- Gong X, Jiang W, Wang L , Gao H, Patron ES, Yao X, Shuh-JI Kao S-JL, and Shi J** (2017) Analytical solution of the nitracline with the evolution of subsurface chlorophyll maximum in stratified water columns. *Biogeosciences* **14**:2371–2386. <https://doi.org/10.5194/bg-14-2371-2017>
- Gordon AL, Piola AR** (1983) Atlantic Ocean Upper Layer Salinity Budget. *J Phys Oceanogr* **13**:1293–1300. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<1293:AOULSB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<1293:AOULSB>2.0.CO;2)
- Gougnon AR, Kouadio JM, Kassi JB, Mobio AB et Djagoua EV** (2018) Variabilité saisonnière et interannuelle de sa salinité de surface de la mer du Golfe ivoirien à l'aide de l'imagerie satellitaire de SMOS-MIRAS de La Période 2010-2014. *Int J Eng Sci Invent* **7**:48–54
- Grodsky SA, Carton JA, Bryan FO** (2014) A curious local surface salinity maximum in the northwestern tropical Atlantic: TROPICAL ATLANTIC SSS MAXIMUM. *J Geophys Res Oceans* **119**:484–495. <https://doi.org/10.1002/2013JC009450>
- Grodsky SA, Carton JA, McClain CR** (2008) Variability of upwelling and chlorophyll in the equatorial Atlantic. *Geophys Res Lett* **35**:L03610. <https://doi.org/10.1029/2007GL032466>
- Guilyardi E** (2001) Prix Prud'homme 1999 - Quand le sel de l'océan pimente le climat. *La Météorologie* **8**:34. <https://doi.org/10.4267/2042/36169>
- Gujarati DN, Porter DC** (2009) Basic Econometrics. *McGraw-Hill Irwin*
- Gunter G** (1967) Some relationships of estuaries to the fisheries of the Gulf of Mexico. *American Association for the Advancement of Science*
- Hardman-Mountford NJ** (2000) Environmental variability in the Gulf of Guinea large marine ecosystem: physical features, forcing and fisheries. PhD Thesis, University of Warwick
- Hardman-Mountford NJ, McGlade JM** (2003) Seasonal and interannual variability of oceanographic processes in the Gulf of Guinea: An investigation using AVHRR sea surface temperature data. *Int J Remote Sens* **24**:3247–3268. <https://doi.org/10.1080/0143116021000021297>
- Hattori A, Wada E** (1971) Nitrite distribution and its regulating processes in the equatorial Pacific Ocean. *Deep Sea Res Oceanogr Abstr* **18**:557–568. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(71\)90122-7](https://doi.org/10.1016/0011-7471(71)90122-7)
- Hemsley V** (2016) Primary production and nitrate budgets in the temperate North Atlantic estimated from ocean gliders. PhD Thesis. Ocean and Earth Sciences, University of Southampton
- Herbland A, Voituriez B** (1977) Evaluation de la production primaire et de la chlorophylle à partir des données hydrologiques. Application au golfe de Guinée. *Doc Sci Cent Rech Océan Abidj* **8**:73–85
- Herbland A, Voituriez B** (1979) Hydrological structure analysis for estimating the primary production in the tropical Atlantic Ocean. *J Mar Res* **37**:87–101
- Herrmann MJ, Somot S** (2008) Relevance of ERA40 dynamical downscaling for modeling deep convection in the Mediterranean Sea. *Geophys Res Lett* **35**:L04607. <https://doi.org/10.1029/2007GL032442>
- Heuzé C** (2011) Analyse de la variabilité interannuelle de la couche de mélange de l'Océan Austral. Mémoire de Master, Hydrodynamique et Génie Océanique, Université Pierre et Marie-Curie, Paris , France

- Hickman A, Moore C, Sharples J, Lucas MI, Tilstone G, Krivtsov V and Holligan PM** (2012) Primary production and nitrate uptake within the seasonal thermocline of a stratified shelf sea. *Mar Ecol Prog Ser* **463**:39–57. <https://doi.org/10.3354/meps09836>
- Hidaka K** (1972) Physical oceanography of upwelling. *Geoforum* **3**:9–21. [https://doi.org/10.1016/0016-7185\(72\)90082-6](https://doi.org/10.1016/0016-7185(72)90082-6)
- Hirose K, Kamiya H** (2003) Vertical Nutrient Distributions in the Western North Pacific Ocean: Simple Model for Estimating Nutrient Upwelling, Export Flux and Consumption Rates. *J Oceanogr* **59**:149–161. <https://doi.org/10.1023/A:1025535003841>
- Hisard P** (1973) Variations saisonnières à l'équateur dans le Golfe de Guinée. *Cah ORSTOM Sér Océan* **11**:349–358
- Hisard P, Citeau J, Morlière A** (1975) Le courant de Lomonossov et la formation de la zone frontale du Cap Lopez (Baie de Biafra, Golfe de Guinée). *Cah ORSTOM Sér Océan* **13**:107–116
- Hisard P, Citeau J, Voituriez B** (1977) Equatorial undercurrent influences on enrichment processes of upper waters in the Atlantic Ocean. In: Report of the International Workshop on the GATE Equatorial Experiment, 28 February–1st March 1977. Miami, pp 1–10
- Hisard P, Hénin C** (1987) Response of the equatorial Atlantic Ocean to the 1983–1984 wind from the Programme Français Océan et Climat Dans l'Atlantique equatorial cruise data set. *J Geophys Res* **92**:3759. <https://doi.org/10.1029/JC092iC04p03759>
- Hisard P, Henin C, Houghton R, Piton B and Rual P** (1986) Oceanic conditions in the tropical Atlantic during 1983 and 1984. *Nature* **322**:243–245. <https://doi.org/10.1038/322243a0>
- Hisard P, Morlière A** (1973) La terminaison du contre courant équatorial subsuperficiel Atlantique (courant de Lomonosov) dans le golfe de Guinée. *Cah ORSTOM Sér Océan* **XI**:455–464
- Hisard P, Piton B** (1969) La Distribution Du Nitrite Dans Le Systeme Des Courants Equatoriaux De L'Océan Pacifique, A 170 E. *ICES J Mar Sci* **32**:303–317. <https://doi.org/10.1093/icesjms/32.3.303>
- Holte J, Talley L** (2009) A New Algorithm for Finding Mixed Layer Depths with Applications to Argo Data and Subantarctic Mode Water Formation. *J Atmospheric Ocean Technol* **26**:1920–1939. <https://doi.org/10.1175/2009JTECHO543.1>
- Holte J, Talley LD, Gilson J, Roemmich D** (2017) An Argo mixed layer climatology and database: ARGO MLD CLIMATOLOGY. *Geophys Res Lett* **44**:5618–5626. <https://doi.org/10.1002/2017GL073426>
- Hormann V, Brandt P** (2007) Atlantic Equatorial Undercurrent and associated cold tongue variability. *J Geophys Res* **112**:C06017. <https://doi.org/10.1029/2006JC003931>
- Houghton RW** (1991) The relationship of sea surface temperature to thermocline depth at annual and interannual time scales in the tropical Atlantic Ocean. *J Geophys Res* **96**:15173. <https://doi.org/10.1029/91JC01442>
- Houghton RW, Colin C** (1986) Thermal structure along 4°W in the Gulf of Guinea during 1983–1984. *J Geophys Res* **91**:11727. <https://doi.org/10.1029/JC091iC10p11727>
- Houghton RW, Colin C** (1987) Wind-driven meridional eddy heat flux in the Gulf of Guinea. *J Geophys Res* **92**:10777–1 0786
- Hummels R, Dengler M, Bourlès B** (2013) Seasonal and regional variability of upper ocean diapycnal heat flux in the Atlantic cold tongue. *Prog Oceanogr* **111**:52–74. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2012.11.001>

- Hummels R, Dengler M, Brandt P, Schlundt M** (2014) Diapycnal heat flux and mixed layer heat budget within the Atlantic Cold Tongue. *Clim Dyn* **43**:3179–3199. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2339-6>
- Imdadullah M, Aslam M, Altaf S** (2016) mctest: An R Package for Detection of Collinearity among Regressors. *R J* **8**:495
- IPCC** (2001) Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In: Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p 881
- Cullen J.J** (1983) Vertical motion of the thermocline, nitracline and chlorophyll maximum layers in relation to currents on the Southern California Shelf. *J. Mar. Res.* 239–262
- Jackson JM, Myers PG, Ianson D** (2006) An examination of advection in the northeast Pacific Ocean, 2001–2005. *Geophys Res Lett* **33**:L15601. <https://doi.org/10.1029/2006GL026278>
- Johnson KS, Riser SC, Karl DM** (2010) Nitrate supply from deep to near-surface waters of the North Pacific subtropical gyre. *Nature* **465**:1062–1065. <https://doi.org/10.1038/nature09170>
- Josey SA** (2003) Changes in the heat and freshwater forcing of the eastern Mediterranean and their influence on deep water formation. *J Geophys Res* **108**:3237. <https://doi.org/10.1029/2003JC001778>
- Jouanno J, Marin F, du Penhoat Y, Sheinbaum J and Molines J-M** (2011a) Seasonal heat balance in the upper 100 m of the equatorial Atlantic Ocean. *J Geophys Res* **116**:C09003. <https://doi.org/10.1029/2010JC006912>
- Jouanno J, Marin F, du Penhoat Y, Molines J-M, Sheinbaum J** (2011b) Seasonal Modes of Surface Cooling in the Gulf of Guinea. *J Phys Oceanogr* **41**:1408–1416. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-11-031.1>
- Kara AB, Rochford PA, Hurlburt HE** (2003) Mixed layer depth variability over the global ocean. *J Geophys Res* **108**:3079. <https://doi.org/10.1029/2000JC000736>
- Kara AB, Rochford PA, Hurlburt HE** (2000) An optimal definition for ocean mixed layer depth. *J Geophys Res Oceans* **105**:16803–16821. <https://doi.org/10.1029/2000JC900072>
- Karp-Boss L, Boss E, Weller H, Loftin J, et Albright J** (2010) Enseigner les Concepts Physiques en Océanographie: Une Approche Basée sur la Pratique. *The Oceanography Society/ Education Excellence*
- Keerthi MG, Lengaigne M, Drushka K, Vialard J, de Boyer Montégut C, Pous S, Lévy M and Muraleedharan PM** (2016) Intraseasonal variability of mixed layer depth in the tropical Indian Ocean. *Clim Dyn* **46**:2633–2655. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2721-z>
- Keerthi MG, Lengaigne M, Levy M, Vialard J, Sankar P, de Boyer Montégut C, Éthé C, Aumont A, Iyyappan S and Muraleedharan PM** (2017) Physical control of interannual variations of the winter chlorophyll bloom in the northern Arabian Sea. *Biogeosciences* **14**:3615–3632. <https://doi.org/10.5194/bg-14-3615-2017>
- Kerr RA** (1997) A New Driver for the Atlantic’s Moods and Europe’s Weather? *Science* **275**:754–755
- Kerr RA** (2000) A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science* **288**:1984–1986
- Kiefer DA, Olson RJ, Holm-Hansen O** (1976) Another look at the nitrite and chlorophyll maxima in the central North Pacific. *Deep Sea Res Oceanogr Abstr* **23**:1199–1208. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(76\)90895-0](https://doi.org/10.1016/0011-7471(76)90895-0)

- Klinger BA, Haine ThomasWN** (2015) Surface and Mixed Layer Properties. In: Ocean Circulation in Three Dimensions. *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2019, pp 126–154
- Kobayashi K, Salam MU** (2000) Comparing Simulated and Measured Values Using Mean Squared Deviation and its Components. *Agron J* **92**:345–352
- Kolodziejczyk N, Bourlès B, Marin F, Grelet J and Chuchia R** (2009) Seasonal variability of the Equatorial Undercurrent at 10°W as inferred from recent in situ observations. *J Geophys Res* **114**:C06014. <https://doi.org/10.1029/2008JC004976>
- Kolodziejczyk N, Marin F, Bourlès B, Gouriou Y, and Berger H** (2014) Seasonal variability of the equatorial undercurrent termination and associated salinity maximum in the Gulf of Guinea. *Clim Dyn* **43**:3025–3046. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2107-7>
- Koroleff F** (1976) Determination of Nutrients. In: Grasshof, E. and Kremling, E., Eds., *Methods the Seawater Analysis*
- Lavender KL, Davis RE, Owens WB** (2002) Observations of Open-Ocean Deep Convection in the Labrador Sea from Subsurface Floats. *J Phys Oceanogr* **32**:511–526
- Lavigne H** (2013) Impact de la variabilité saisonnière de la profondeur de la couche de mélange sur le cycle saisonnier du phytoplancton en méditerranée. Thèse de Doctorat. Océan Atmosphère, Climat et Observations Spatiales, Univeristé Pierre et Marie-Curie, Paris , France
- Lavigne H, D’Ortenzio F, Migon C, Claustre H, Testor P, d’Alcalá MR, Lavezza R, Houpert L and Prieur L** (2013) Enhancing the comprehension of mixed layer depth control on the Mediterranean phytoplankton phenology: Mediterranean Phytoplankton Phenology. *J Geophys Res Oceans* **118**:3416–3430. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20251>
- Leduc-Leballeur M** (2012) Influence océanique du golfe de Guinée sur la mousson en Afrique de l’Ouest. Thèse de Doctorat. Physique Atmosphérique et Océanique, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI
- Lee Chen Y** (2005) Spatial and seasonal variations of nitrate-based new production and primary production in the South China Sea. *Deep Sea Res Part Oceanogr Res Pap* **52**:319–340. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.11.001>
- Lee CM, Jones BH, Brink KH, Fischer AS** (2000) The upper-ocean response to monsoonal forcing in the Arabian Sea: seasonal and spatial variability. *Deep Sea Res Part II Top Stud Oceanogr* **47**:1177–1226. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(99\)00141-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(99)00141-1)
- Lemasson L, Rebert J-P** (1973) Circulation dans la partie orientale de l’Atlantique sud. *Doc Sci Cent Rech Océnooor Abidj* **IV**:34
- Levitus S** (1982) Climatological Atlas of the World Ocean. U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration
- Liu L** (2009) Global oceanic mixed layer properties. PhD Thesis, University of Maryland
- Longhurst AL** (1962) A review of the oceanography of the Gulf of Guinea. *Bull InstfrAfrnoire SerA* **24**:633–63
- Lorbacher K, Dommenges D, Niiler PP, Köhl A** (2006) Ocean mixed layer depth: A subsurface proxy of ocean-atmosphere variability. *J Geophys Res* **111**:C07010. <https://doi.org/10.1029/2003JC002157>
- Lukas R, Lindstrom E** (1991) The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean. *J Geophys Res* **96**:3343. <https://doi.org/10.1029/90JC01951>

- Maheswaran P** (2004) Caractéristiques des couches mixtes et hydrographie au large des côtes ouest et est de l'Inde. Thèse de Doctorat, Université des sciences et technologies de Cochin
- Mahowald N, Jickells TD, Baker AR, Artaxo P, Benitez-Nelson C, Bergametti G, Bond TC, Chen Y, Cohen DD, Herut B, Kubilay N and Losno R** (2008) Global distribution of atmospheric phosphorus sources, concentrations and deposition rates, and anthropogenic impacts: GLOBAL ATMOSPHERIC PHOSPHORUS. *Glob Biogeochem Cycles* **22**: GB4026. <https://doi.org/10.1029/2008GB003240>
- Mann KH, Lazier JRN** (2013) Vertical Structure of the Open Ocean: Biology of the Mixed Layer. In: Dynamics of Marine Ecosystems. John Wiley and Sons, Ltd, pp 68–117
- Marin F, Caniaux G, Giordani H, Giordani H, Gouriou Y, and Key E** (2009) Why Were Sea Surface Temperatures so Different in the Eastern Equatorial Atlantic in June 2005 and 2006? *J Phys Oceanogr* **39**:1416–1431. <https://doi.org/10.1175/2008JPO4030.1>
- Marshall J, Schott F** (1999) Open-ocean convection: Observations, theory, and models. *Rev Geophys* **37**:1–64. <https://doi.org/10.1029/98RG02739>
- Martin AP, Pondaven P** (2003) On estimates for the vertical nitrate flux due to eddy pumping. *J Geophys Res* **108**:3359. <https://doi.org/10.1029/2003JC001841>
- Marty J-C, Chiavérini J, Pizay M-D, Avril B** (2002) Seasonal and interannual dynamics of nutrients and phytoplankton pigments in the western Mediterranean Sea at the DYFAMED time-series station (1991–1999). *Deep Sea Res Part II Top Stud Oceanogr* **49**:1965–1985
- Mayot N** (2016) La saisonnalité du phytoplancton en Mer Méditerranée. These de doctorat. Sciences de la Terre, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI
- McClain CR, Signorini SR, Christian JR** (2004) Subtropical gyre variability observed by ocean-color satellites. *Deep Sea Res Part II Top Stud Oceanogr* **51**:281–301
- McDougall TJ, Jackett DR, Millero FJ, Pawlowicz R and Barker PM** (2012) A global algorithm for estimating Absolute Salinity. *Ocean Sci* **8**:1123–1134. <https://doi.org/10.5194/os-8-1123-2012>
- McGillicuddy DJ, Robinson AR** (1997) Eddy-induced nutrient supply and new production in the Sargasso Sea. *Deep Sea Res Part Oceanogr Res Pap* **44**:1427–1450. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(97\)00024-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(97)00024-1)
- Mentaschi L, Besio G, Cassola F, Mazzino A** (2013) Developing and validating a forecast/hindcast system for the Mediterranean Sea. *J Coast Res* **165**:1551–1556. <https://doi.org/10.2112/SI65-262.1>
- Mercier H, Arhan M, Lutjeharms JRE** (2003) Upper-layer circulation in the eastern Equatorial and South Atlantic Ocean in January–March 1995. *Deep Sea Res Part Oceanogr Res Pap* **50**:863–887. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(03\)00071-2](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(03)00071-2)
- Merle J** (1980a) Seasonal heat budget in the equatorial Atlantic Ocean. *J Phys Oceanogr* **4**:1216–1225
- Merle J** (1980b) Variabilité thermique annuelle et interannuelle de l'Océan Atlantique équatorial Est. L'hypothèse d'un "El Niño" Atlantique. *Ocean Acta* **3**:209–220
- Merle J** (1978) Atlas hydrologique saisonnier de l'océan Atlantique intertropical. *Trav Doc* **134**
- Mfewou A, Tchekote H, Lemouogue J** (2018) Frontières Et Dynamiques Socio-Spatiales En Afrique : Une Analyse À Partir Des Frontières Sud- Camerounaises. *Eur Sci J ESJ* **14**:285. <https://doi.org/10.19044/esj.2018.v14n5p285>



- Michel S** (2006) Télédétection de la salinité à la surface des océans: Variabilité de la salinité de surface d'après un modèle global de couche mélangée océanique. Thèse de Doctorat. Océanographie Physique et Spatiale, Université Paris VII – Denis Diderot
- Mignot J, de Boyer Montégut C, Tomczak M** (2009) On the porosity of barrier layers. *Ocean Sci* **5**:379–387. <https://doi.org/10.5194/os-5-379-2009>
- Mignot J, Frankignoul C** (2004) Interannual to interdecadal variability of sea surface salinity in the Atlantic and its link to the atmosphere in a coupled model. *J Geophys Res* **109**:C04005. <https://doi.org/10.1029/2003JC002005>
- Molinari RL** (1982) Observations of eastward currents in the tropical south Atlantic Ocean: 1978-1980. *J Geophys Res* **87**:9 707-9 714
- Molinari RL** (1983) Observations of near-surface currents and temperature in the central and western tropical Atlantic Ocean. *J Geophys Res Oceans* **88**:4433–4438
- Monger B, McClain C, Murtugudde R** (1997) Seasonal phytoplankton dynamics in the eastern tropical Atlantic. *J Geophys Res Oceans* **102**:12389–12411
- Monnet C** (1972) Contribution à l'étude de la dynamique et de la nature des suspensions d'un fleuve intertropical, le Bandama, Côte-d'Ivoire : évolution des éléments chimiques des eaux de son estuaire. Thèse de Doctorat. Science Naturelles, Université de Nice
- Monterey G, Levitus S** (1997) Seasonal Variability of Mixed Layer Depth for the World Ocean. NOAA Atlas NESDIS, Natl. *Oceanic and Atmos. Admin.*, Silver Spring, Md
- Morales J-S** (2014) Liens entre la météorologie et l'abondance de phytoplancton dans l'océan à partir d'images satellites. Thèse de Doctorat. Environnement, Université de Sherbrooke
- Morlière A** (1970) Les saisons marines devant Abidjan. CRO, Abidjan
- Moutin T** (2000) Cycle biogéochimique du phosphate: rôle dans le contrôle de la production planctonique et conséquences sur l'exportation de carbone de la couche éclairée vers l'océan profond. *Océan Sér Doc Océan* **26**:643–660
- Moutin T, Raimbault P** (2002) Primary production, carbon export and nutrients availability in western and eastern Mediterranean Sea in early summer 1996 (MINOS cruise). *MATER MAass Transf Ecosyst Response* **33–34**:273–288. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00062-3](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00062-3)
- Nahavandian SE** (2014) Temporal and spatial evolution of the mixed layer in the southern Beaufort Sea and the Amundsen Gulf. Thèse de Doctorat. Sciences de l'eau, Université du Québec
- Narvekar J, Prasanna Kumar S** (2014) Mixed layer variability and chlorophyll a biomass in the Bay of Bengal. *Biogeosciences* **11**:3819–3843. <https://doi.org/10.5194/bg-11-3819-2014>
- Nerentorp Mastromonaco MG, Gårdfeldt K, Wängberg I** (2017) Seasonal and spatial evasion of mercury from the western Mediterranean Sea. *Role Oceans Glob Mercury Obs Syst* **193**:34–43. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2017.02.003>
- Ngaram N** (2011) Contribution à l'étude analytique des polluants (en particulier de type métaux lourds) dans les eaux du fleuve Chari lors de sa traversée de la ville de N'Djamena. Thèse de Doctorat. Chimie analytique, Université Claude Bernard - Lyon I
- Ngodi E** (2008) Pétrole et géopolitique en Afrique centrale. Harmattan, Paris
- N'Guessan BK, Kouassi AM, Trokourey A, Toualy E, Kouamé KD and Brehmer P** (2019) Eastern Tropical Atlantic Mixed Layer Depth: Assessment of Methods from In Situ Profiles in the Gulf of Guinea from Coastal to High Sea. *Thalass Int J Mar Sci* **36**:201–212. <https://doi.org/10.1007/s41208-019-00179-7>

- Nubi OA, Oyatola OO, Bonou F** (2019) Spatial variability in autumnal equatorial upwelling intensity within the Gulf of Guinea as inferred from in situ measurements. *J Oceanogr Mar Sci* **10**:1–10. <https://doi.org/10.5897/JOMS2018.0146>
- Obata A, Ishizaka J, Endoh M** (1996) Global verification of critical depth theory for phytoplankton bloom with climatological in situ temperature and satellite ocean color data. *J Geophys Res Oceans* **101**:20657–20667. <https://doi.org/10.1029/96JC01734>
- Ohlmann JC, Siegel DA, Gautier C** (1996) Ocean mixed layer radiant heating and solar penetration: A global analysis. *J Clim* **9**:2265–2280.
- Ohno Y, Iwasaka N, Kobashi F, Sato Y** (2009) Mixed layer depth climatology of the North Pacific based on Argo observations. *J Oceanogr* **65**:1–16. <https://doi.org/10.1007/s10872-009-0001-4>
- Okumura Y, Xie S-P** (2004) Interaction of the Atlantic Equatorial Cold Tongue and the African Monsoon. *J Clim* **17**:3589–3602. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<3589:IOTAEC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<3589:IOTAEC>2.0.CO;2)
- Omand MM, Mahadevan A** (2015) The shape of the oceanic nitracline. *Biogeosciences* **12**:3273–3287. <https://doi.org/10.5194/bg-12-3273-2015>
- Oudot C** (1983) La distribution des sels nutritifs (NO<sub>3</sub>-NO<sub>2</sub>-NH<sub>4</sub>-PO<sub>4</sub>- SiO<sub>3</sub>) dans l’Océan Atlantique intertropical oriental (région du Golfe de Guinée). *Océan Trop* **18**:223–248
- Oudot C** (1984) Echange physique d’oxygène et production primaire dans la couche homogène en zone équatoriale de l’Océan Atlantique Est. *Océan Trop* **19**:95–109
- Oudot C, Morin P** (1987) The distribution of nutrients in the equatorial Atlantic : relation to physical processes and phytoplankton biomass. *Oceanol Acta* **12**:121–130
- Oudot C, Wauthy B** (1978) Adaptation d’un chromtgraphe en phase gazeuse pour le dosage en mer des gaz dissous : azote, oxygène et gaz carbonique total. *Cah ORSTOM Sér Océan* **XVI**:89–102
- Pailler K, Boulès B, Gouriou Y** (1999) The barrier layer in the western tropical Atlantic Ocean. *Geophys Res Lett* **26**:2069–2072. <https://doi.org/10.1029/1999GL900492>
- Paine RT** (1984) LEVINTON, J. S. 1982. Marine ecology. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J. 526 p. \$35.95. *Limnol Oceanogr* **29**:443–444. <https://doi.org/10.4319/lo.1984.29.2.0443>
- Parard G** (2011) Etude de la variabilité de la fugacité du CO<sub>2</sub> dans l’Atlantique tropical : de l’échelle diurne à saisonnière. Thèse de Doctorat, Univeristé Pierre et Marie-Curie, Paris 6, France
- Parard G, Boutin J, Cuypers Y, Bouruet-Aubertot P, Caniaux G** (2014) On the physical and biogeochemical processes driving the high frequency variability of CO<sub>2</sub> fugacity at 6°S, 10°W: Potential role of the internal waves. *J Geophys Res Oceans* **119**:8357–8374. <https://doi.org/10.1002/2014JC009965>
- Pauly D, Christensen V** (1995) Primary production required to sustain global fisheries. *Nature* **374**:255–257
- Pavlidis T, Horowitz SL** (1974) Segmentation of plane curves. *IEEE Trans Comput* **C23**:860–870
- Perrin L** (2016) Physiologie du coccolithophoridé *Emiliana huxleyi* en co-limitation de nutriments et de lumière. Thèse de Doctorat. Biogéochimie Marine, Univeristé Pierre et Marie-Curie, Paris , France

- Peter A-C** (2007) Variabilité de la température de la couche de mélange océanique en Atlantique équatorial aux échelles saisonnières à interannuelles, à l'aide de simulations numériques. Thèse de Doctorat. Océan, Atmosphère, Université Paul Sabatier - Toulouse III
- Peter A-C, Le Hénaff M, du Penhoat Y, Menkes CE, Marin F, Vialard J, Caniaux G and Lazar A** (2006) A model study of the seasonal mixed layer heat budget in the equatorial Atlantic. *J Geophys Res* **111**:C06014. <https://doi.org/10.1029/2005JC003157>
- Peterson RG, Stramma L** (1991) Upper-level circulation in the South Atlantic. *Ocean Prog Ocean* **26**:1–73
- Pezennec O, Bard F-X** (1992) Importance écologique de la petite saison d'upwelling ivoiro-ghanéenne et changements dans la pêche de *Sardinella aurita*. *Aquat Living Resour* **5**:249–259
- Philander SGH** (1981) The response of the equatorial oceans to a relaxation of the trade winds. *J Phys Oceanogr* **11**:176–189
- Philander SGH** (1979) Upwelling in the Gulf of Guinea. *J Mar Res* **37**:23–33
- Philander SGH, Pacanowski RC** (1986) A model of the seasonal cycle in the Tropical Atlantic Ocean. *J Geophys Res* **91**:14192–14206
- Philander SGH, Pacanowski RC** (1981) The Oceanic response to cross-equatorial winds (with application to coastal upwelling in low latitudes. *Tellus* **33**:204–210
- Phlips EJ, Cichra M, Havens K, Hanton C, Badylak S, Rueter B, Randall M, Hansen P** (1997) Relationships between phytoplankton dynamics and the availability of light and nutrients in a shallow sub-tropical lake. *J Plankton Res* **19**:319–342
- Picaut J** (1983) Propagation of the Seasonal Upwelling in the Eastern Equatorial Atlantic. *J Phys Oceanogr* **13**:18–37. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<0018:POTSUI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<0018:POTSUI>2.0.CO;2)
- Piron A** (2015) Observation de la convection profonde en mer d'Irminger sur la période 2002-2015 par les flotteurs Argo. Thèse de Doctorat. Physique des Océans, Université de Bretagne Occidentale
- Planton Y** (2015) Sources de la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique. Thèse de Doctorat. Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales, Université de Toulouse
- Planton Y, Voldoire A, Giordani H, Caniaux G** (2018) Main processes of the Atlantic cold tongue interannual variability. *Clim Dyn* **50**:1495–1512. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3701-2>
- Polovina JJ, Mitchum GT, Evans GT** (1995) Decadal and basin-scale variation in mixed layer depth and the impact on biological production in the Central and North Pacific, 1960-88. *Deep Sea Res Part Oceanogr Res Pap* **42**:1701–1716. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(95\)00075-H](https://doi.org/10.1016/0967-0637(95)00075-H)
- Pookkandy B, Dommengot D, Klingaman N, Wales S, Chung C, Frauen C and Wolff H** (2016) The role of local atmospheric forcing on the modulation of the ocean mixed layer depth in reanalyses and a coupled single column ocean model. *Clim Dyn* **47**:2991–3010. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3009-7>
- Price JF, Weller RA, Pinkel R** (1986) Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing. *J Geophys Res* **91**:8411. <https://doi.org/10.1029/JC091iC07p08411>
- Quéguiner B** (2013) Cycles des éléments biogènes associés au cycle océanique du carbone – Les Cycles Biogéochimiques de l'Azote et du Silicium. Mémoire de Master. Océanographie, Institut Pytheas, Université Aix-Marseille

- Radenac M-H, Jouanno J, Tchamabi CC, Awo M, Bourlès B, Sabine Arnault S and Aumont O** (2020) Physical drivers of the nitrate seasonal variability in the Atlantic cold tongue. *Biogeosciences* **17**:529–545. <https://doi.org/10.5194/bg-17-529-2020>
- Radenac M-H, Menkes C, Vialard J, Moulin C, Dandonneau Y, Delcroix T, Dupouy C, Stoens U, Deschamps PY** (2001) Modeled and observed impacts of the 1997-1998 El Niño on nitrate and new production in the equatorial Pacific. *J Geophys Res Oceans* **106**:26879–26898. <https://doi.org/10.1029/2000JC000546>
- Radenac M-H, Rodier M** (1996) Nitrate and chlorophyll distributions in relation to thermohaline and current structures in the western tropical Pacific during 1985–1989. *Deep Sea Res Part II Top Stud Oceanogr* **43**:725–752
- Raj J, Bangalath HK, Stenchikov G** (2019) West African Monsoon: current state and future projections in a high-resolution AGCM. *Clim Dyn* **52**:6441–6461. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4522-7>
- Redelsperger J-L, Diedhou A, Flamant C, Janicot S, Lafore J-P, Lebel T, Polcher J, Bourles B, Caniaux G, De Rosnay P, Desbois M, Eymard L, Fontaine B, Geneau I, Ginoux K, Hoepffner M, Kane C, Law K, Mari C, Marticorena B, Mougin E, Pelon J, Peugeot C, Protat A, Roux F, Sultan B and Akker EVD** (2006) Amma, une étude multidisciplinaire de la mousson ouest-africaine. *La Météorologie* **55**:22–32
- Reeves Eyre JEJ, Van Roekel L, Zeng X, Brunke MA, Golaz J-C** (2019) Ocean Barrier Layers in the Energy Exascale Earth System Model. *Geophys Res Lett* **46**:8234–8243. <https://doi.org/10.1029/2019GL083591>
- Reid GK, Wood RD** (1976) Ecology of Inland Waters and Estuaries. Van Nostrand
- Reid JL** (1964) A transequatorial Atlantic oceanographic section in July 1963 compared with other Atlantic and Pacific sections. *J Geophys Res 1896-1977* **69**:5205–5215. <https://doi.org/10.1029/JZ069i024p05205>
- Renault L** (2008) Impact des jets côtiers atmosphériques sur l’upwelling du système de courants de Humboldt. Thèse de Doctorat. Océanographie Physique, Université de Toulouse III-Paul Sabatier.
- Rugg A, Foltz GR, Perez RC** (2016) Role of Mixed Layer Dynamics in Tropical North Atlantic Interannual Sea Surface Temperature Variability. *J Clim* **29**:8083–8101. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0867.1>
- Schlundt M, Brandt P, Dengler M, Hummels R, Fischer T, Bumke K, Krahnemann G, Karstensen J** (2014) Mixed layer heat and salinity budgets during the onset of the 2011 Atlantic cold tongue. *J Geophys Res Oceans* **119**:7882–7910. <https://doi.org/10.1002/2014JC010021>
- Schneider N, Müller P** (1990) The Meridional and Seasonal Structures of the Mixed-Layer Depth and its Diurnal Amplitude Observed during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment. *J Phys Oceanogr* **20**:1395–1404. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1990\)020<1395:TMASSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1990)020<1395:TMASSO>2.0.CO;2)
- Schott FA, Fischer J, Stramma L** (1998) Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. *J Phys Oceanogr* **28**:1904–1928
- Seck** (2014) Les pêcheurs migrants de Guet-Ndar (Saint-Louis du Sénégal) : analyse d’une territorialité diverse entre espaces de conflits et espaces de gestion. Thèse de Doctorat. Géographie, Université de Liège et Université Cheikh Anta Diop, Dakar

- Seitzinger SP, Harrison JA, Dumont E, Arthur H, Beusen W, Bouwman AF**(2005) Sources and delivery of carbon, nitrogen, and phosphorus to the coastal zone: An overview of Global Nutrient Export from Watersheds (NEWS) models and their application. *Glob Biogeochem Cycles* **19**:4 GB4S01, doi:10.1029/2005GB002606
- Servain J, Busalacchi AJ, McPhaden MJ, Moura AD, Reverfdin G, Vianna M, Zebiak** (1998) A pilot research moored array in the tropical Atlantic (PIRATA). *Bull Am Meteorol Soc* **79**:2019–2032
- Servain J, Picaut J, Merlé J** (1982) Evidence of remote forcing in the Equatorial Atlantic ocean. *J Phys Oceanogr* **12**:457–463
- Sharples J, Tweddle JF, Mattias Green JA, Palmer MR, Kim Y-N, Hickman AE, Holligan PM, Moore CM, Rippeth TP, Simpson JH, Krivtsov V** (2007) Spring-neap modulation of internal tide mixing and vertical nitrate fluxes at a shelf edge in summer. *Limnol Oceanogr* **52**:1735–1747. <https://doi.org/10.4319/lo.2007.52.5.1735>
- Skielka UT, Soares J, Oliveira AP** (2010) Study of the equatorial Atlantic Ocean mixing layer using a one-dimensional turbulence model. *Braz J Oceanogr* **58**:57–69. <https://doi.org/10.1590/S1679-87592010000700008>
- Sprintall J, Roemmich D** (1999) Characterizing the structure of the surface layer in the Pacific Ocean. *J Geophys Res Oceans* **104**:23297–23311. <https://doi.org/10.1029/1999JC900179>
- Sprintall J, Tomczak M** (1992) Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics. *J Geophys Res* **97**:7305. <https://doi.org/10.1029/92JC00407>
- Steinhoff T, Friedrich T, Hartman SE, Oeschies A, Wallace DWR and Körtzinger A** (2010) Estimating mixed layer nitrate in the North Atlantic Ocean. *Biogeosciences*, **7**:795–807
- Stramma L, Hüttl S, Schafstall J** (2005) Water masses and currents in the upper tropical northeast Atlantic off northwest Africa. *J Geophys Res* **110**:C12006. <https://doi.org/10.1029/2005JC002939>
- Stramma L, Schott F** (1999) The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep Sea Res Part II Top Stud Oceanogr* **46**:279–303
- Stranne C, Mayer L, Jakobsson M, Weidner E, Jerram K, Weber TC, Anderson LG, Nilsson J, Björk G and Gårdfeldt K** (2018) Acoustic mapping of mixed layer depth. *Ocean Sci* **14**:503–514. <https://doi.org/10.5194/os-14-503-2018>
- Strickland JDH, Holm-Hansen O, Eppley RW, Linn RJ** (1969) The use of a deep tank in plankton ecology. I. studies of the growth and composition of phytoplankton crops at low nutrient levels1: deep-tank culture of phytoplankton. *Limnol Oceanogr* **14**:23–34. <https://doi.org/10.4319/lo.1969.14.1.0023>
- Sverdrup HU, Johnson MW, Fleming RH** (1942) The Oceans: Their physics, chemistry, and general biology. *Prentice-Hall New York* **1087**
- Tagliabue A, Sallée J-B, Bowie AR, Lévy M, Sebastiaan Swart S and Boyd PW** (2014) Surface-water iron supplies in the Southern Ocean sustained by deep winter mixing. *Nat Geosci* **7**:314–320. <https://doi.org/10.1038/ngeo2101>
- Tai J-H, Wong GTF, Pan X** (2017) Upper water structure and mixed layer depth in tropical waters: The SEATS station in the northern South China Sea. *Terr Atmospheric Ocean Sci* **28**:1019–1032. <https://doi.org/10.3319/TAO.2017.01.09.01>

**Tanguy Y** (2011) Variabilité de la dynamique et la thermodynamique dans l'Atlantique tropical : Projet ARAMIS. Thèse de Doctorat. Océanographie physique, Université Pierre et Marie-Curie, Paris 6, France

**Taylor KE** (2001) Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J Geophys Res Atmospheres* **106**:7183–7192. <https://doi.org/10.1029/2000JD900719>

**Thomson RE, Fine IV** (2003) Estimating Mixed Layer Depth from Oceanic Profile Data. *J Atmospheric Ocean Technol* **20**:319–329. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2003\)020<0319:EMLDFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2003)020<0319:EMLDFO>2.0.CO;2)

**Thouvenot V** (2015) Estimation et sélection pour les modèles additifs et application à la prévision de la consommation électrique. Thèse de Doctorat. Mathématiques Appliquées, Université Paris-Saclay

**Timothee B** (2009) Stratégie de reproduction des petits poissons pélagiques dans les zones d'upwelling : une approche par modélisation individu-centrée appliquée aux systèmes de courants de Humboldt et Canaries. Thèse de Doctorat. Océanographie, Université Pierre et Marie-Curie, Paris, France

**Verstraete JM** (1985) Contre-courants équatoriaux et variations saisonnières du contenu thermique et du niveau moyen dans l'Atlantique tropical Est. *Océan Acta* **8**:249–261

**Verstraete J-M** (1992) The seasonal upwellings in the Gulf of Guinea. *Prog Ocean* **29**:160

**Vialard J, Delecluse P** (1998) An OGCM Study for the TOGA Decade. Part II: Barrier-Layer Formation and Variability. *J Phys Oceanogr* **28**:1089–1106. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<1089:AOSFTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<1089:AOSFTT>2.0.CO;2)

**Voituriez B** (1980) The equatorial upwelling in the eastern Atlantic: problems and paradoxes, in. *Am Geophys Union* 95–106

**Voituriez B** (1983) Les variations saisonnières des courants équatoriaux à 4° W et l'upwelling équatorial du golfe de Guinée : 2. Le courant équatorial sud. *Océan Trop* **18**:185–199

**Voituriez B, Dandonneau Y** (1974) Relations entre la structure thermique, la production primaire et la régénération des sels nutritifs dans le dôme de Guinée. *Cah ORSTOM Sér Océan XII*:241–255

**Voituriez B, Herbland A** (1979) The use of the salinity maximum of the equatorial undercurrent for estimating nutrient enrichment and primary production in the Gulf of Guinea. *Deep Sea Res Part Oceanogr Res Pap* **26**:77–83. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(79\)90087-6](https://doi.org/10.1016/0198-0149(79)90087-6)

**Voituriez B, Herbland A** (1982) Comparaisons des systèmes productifs de l'Atlantique tropical est: dômes thermiques, upwellings côtiers et upwelling équatorial. *Rapports et Procès-Verbaux des Réunions Cons. International pour l'Exploration de la Mer* **180**:114-130

**Voituriez B, Herbland A** (1977) Production primaire, nitrate et nitrite dans l'Atlantique tropical : II- Distribution du nitrate et production de nitrite. *Cah ORSTOM Sér Océan* **15**:57–65

**Voituriez B, Herbland A** (1984) Signification de la relation nitrate/température dans l'upwelling équatorial du Golfe de Guinée. *Oceanol Acta* **7**:169–174

**Voituriez B, Herbland A, Leborgne R** (1982) L'upwelling équatorial de l'Atlantique Est pendant l'Expérience Météorologique Mondiale (PEMG). *Oceanol Acta* **5**:301–314

**Wade M** (2010) Caractérisation de la couche limite océanique pendant les campagnes EGEE/AMMA dans l'Atlantique Équatorial Est. Thèse de Doctorat. Océan, Atmosphère, Université Paul Sabatier-Toulouse III

- Wade M, Caniaux G, du Penhoat Y** (2011) Variability of the mixed layer heat budget in the eastern equatorial Atlantic during 2005–2007 as inferred using Argo floats. *J Geophys Res* **116**:C08006. <https://doi.org/10.1029/2010JC006683>
- Wainer I, Lazar A, Solomon A** (2006) Tropical extra-tropical thermocline water mass exchanges in the Community Climate Model v.3 Part I: the Atlantic Ocean. *Ocean Sci* **2**:137–146. <https://doi.org/10.5194/os-2-137-2006>
- Wang C, Xie SP, Carton JA, et al** (2004) A Global Survey of Ocean-Atmosphere Interaction and Climate Variability. In: Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction, Geophysical Monograph Series, Wang C. et al. *American Geophysical Union, AGU, Washington, D. C.*, pp 1–19
- Wang J, Carton JA** (2003) Modeling Climate Variability in the Tropical Atlantic Atmosphere. *J Clim* **16**:3858–3876. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<3858:MCVITT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<3858:MCVITT>2.0.CO;2)
- Wang W, Huang RX** (2004) Wind Energy Input to the Surface Waves. *J Phys Oceanogr* **34**:1276–1280. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2004\)034<1276:WEITTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2004)034<1276:WEITTS>2.0.CO;2)
- Wauthy B** (1983) Introduction à la climatologie du golfe de Guinée. *Océan Trop* **18**:103–138
- Weingartner TJ, Weisberg RH** (1991a) On the Annual Cycle of Equatorial Upwelling in the Central Atlantic Ocean. *J Phys Oceanogr* **21**:68–82. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021<0068:OTACOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<0068:OTACOE>2.0.CO;2)
- Weingartner TJ, Weisberg RH** (1991b) A Description of the Annual Cycle in Sea Surface Temperature and Upper Ocean Heat in the Equatorial Atlantic. *J Phys Oceanogr* **21**:83–96. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021<0083:ADOTAC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<0083:ADOTAC>2.0.CO;2)
- Weisberg RH, Colin C** (1986) Equatorial Atlantic temperature and current variations during 1983 and 1984. *Nature* **33**:240–243
- Weiss RF** (1970) The solubility of nitrogen, oxygen, and argon in water and sea mater. *Deep-Sea Res* 721–735
- Wiafe G, Yaquob HB, Mensah MA, Frid CLJ** (2008) Impact of climate change on long-term zooplankton biomass in the upwelling region of the Gulf of Guinea. *ICES J Mar Sci* **65**:318–324. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsn042>
- Wienders N, Arhan M, Mercier H** (2000) Circulation at the western boundary of the South and Equatorial Atlantic: Exchanges with the ocean interior. *J Mar Res* **58**:1007–1039. <https://doi.org/10.1357/002224000763485782>
- Williams RG, Follows MJ** (2003) Physical transport of nutrients and the maintenance of biological production. In: Ocean biogeochemistry. *Springer*, pp 19–51
- Wooster WS, Bakun A, Mc Lain DR** (1976) Variabilité interannuelle de l'hydrologie d'une région d'upwelling (bouée Bayadère, Cap Blanc, Mauritanie). *J Mar Res* **34**:131–141
- Yu L, Jin X, Weller RA** (2006) Role of Net Surface Heat Flux in Seasonal Variations of Sea Surface Temperature in the Tropical Atlantic Ocean. *J Clim* **19**:6153–6169. <https://doi.org/10.1175/JCLI3970.1>

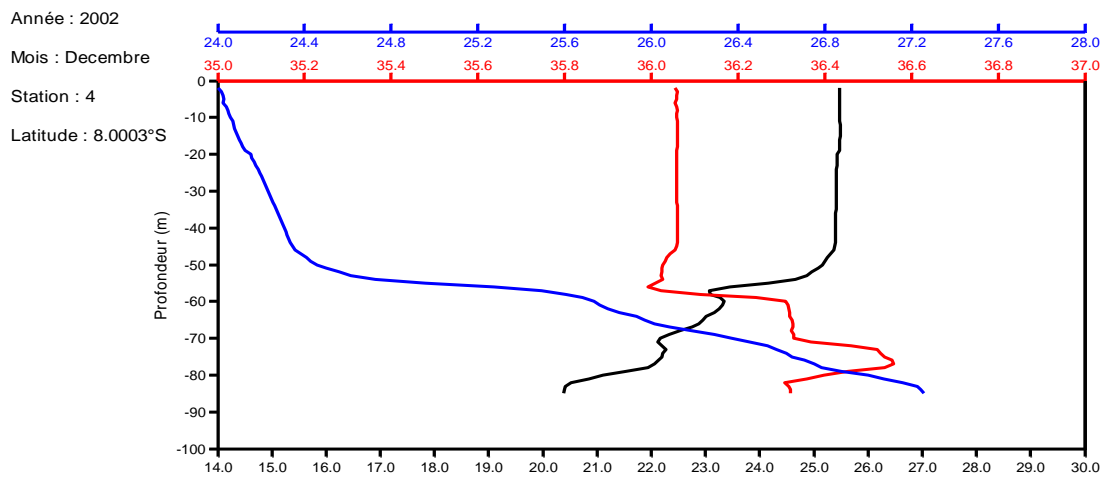
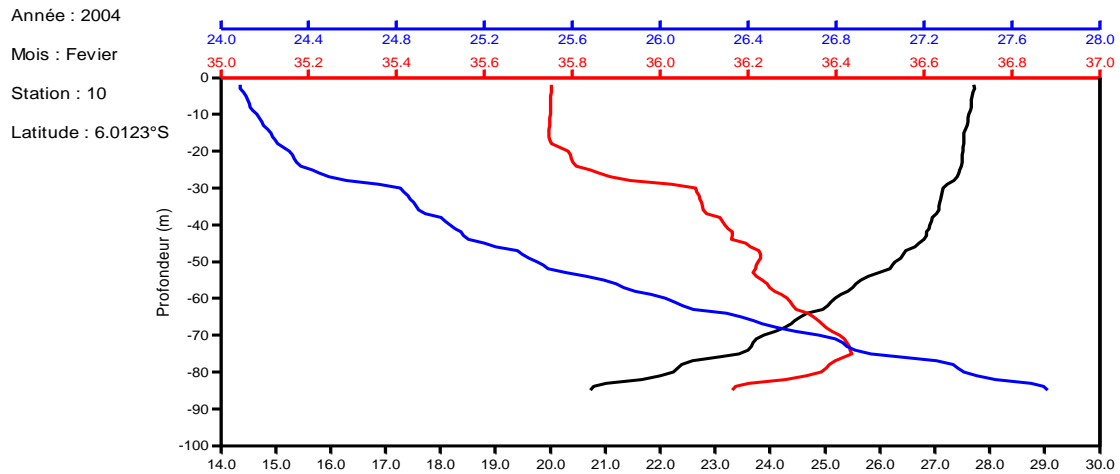
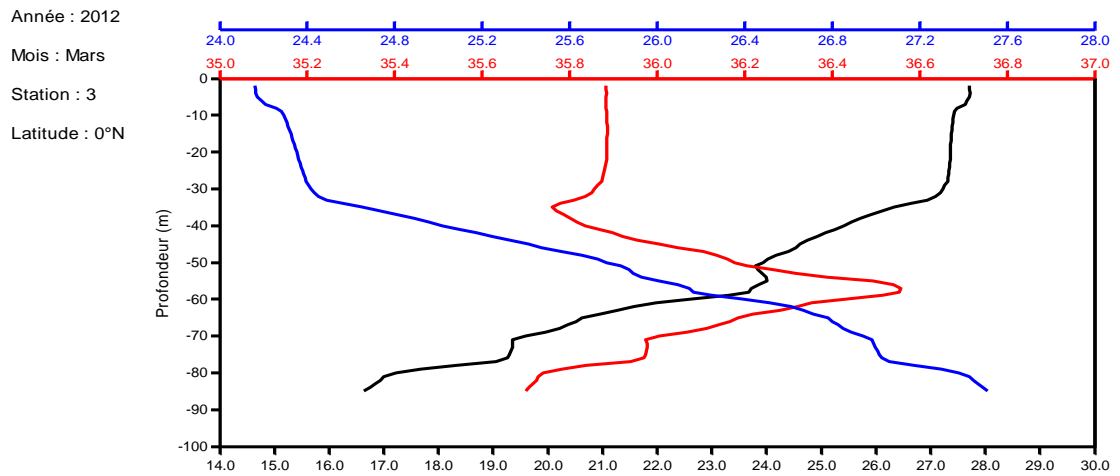
## ANNEXES

### Annexe I. Résumé des croisières utilisées le long de 10 °W de 1973 à 2017

CROISIERES	MOIS	ANNEES	LATITUDE	JOURS
RECIF CAP 7314 NANSEN	Octobre	1973	1 °N-10 °S	18-26
GATE PHASE 2	Juillet-Août	1974	2 °N-2 °S	25-12
SUPREA	Juillet	1978	2 °N-6 °S	4-9
FOCAL-2-4	Février-Avril-Juillet	1983	2 °N-2 °S	5-6; 31
FOCAL-6-7-8	Février-Avril-Juillet	1984	2 °N-2 °S	09; 28-29; 25-26
Cither-1	Janvier	1993	4,5 °S	13
PIRATA-FR1	Septembre	1997	2 °N-10 °S	9-15
PICOLO	Juillet	1998	1,5 °N	24
PIRATA-FR2	Avril	1998	10 °S	11
PIRATA-FR3	Janvier	1999	2 °N-6 °S	26-29
EQUALANT 1999/PIRATA-FR4	Août	1999	2 °N-10 °S	12-18
PIRATA-FR5	Octobre-Novembre	1999	2 °N-10 °S	30-31 et 1-3
PIRATA-FR6	Mars	2000	2 °N-6 °S	10-14
EQUALANT2000/PIRATA-FR7	Juillet-Août	2000	2 °N-6 °S	29 et 03
PIRATA-FR8	Novembre	2000	2 °N-10 °S	21-27
PIRATA-FR9	Novembre	2001	2 °N-10 °S	22-27
PIRATA-FR10	Octobre	2001	0 °N	12
PIRATA-FR11	Décembre	2002	1,5 °N-10 °S	26-30
PIRATA-FR12	Février	2004	1,5 °N-10 °S	3-9
PIRATA-FR14/EGEE-1	Juin	2005	2 °N-10 °S	14-19
EGEE-2	Septembre	2005	2 °N-10 °S	9-14
PIRATA-FR15/EGEE-3	Juin	2006	2 °N-10 °S	1-10
EGEE-4	Novembre	2006	2 °N-6 °S	20-23
PIRATA-FR17/EGEE-5	Juin-Juillet	2007	2 °N-10 °S	27 et 01
EGEE-6	Septembre	2007	2 °N-3 °S	21-24
PIRATA-FR16	Mai	2007	0 °N	30
PIRATA-FR18	Septembre	2008	1 °N-1,5 °N	19
PIRATA-FR19	Juin-Juillet	2009	0 °N-1,5 °N	22 et 13-14
PIRATA-FR20	Septembre-Octobre	2010	0 °N-1,5 °N	27-28 et 10
FVNM	Septembre	2010	9 °S-10 °S	28
DBBT	Mai-Juillet	2011	1 °N-2 °S	22-26;6-9
PIRATA-FR21	Mai-Juin	2011	0 °N-1,5 °N	7 et 5
WTEC	Août	2011	10 °S	13
PIRATA-FR22leg1	Mars	2012	0 °N	29
PIRATA-FR22leg2	Avril	2012	1,5 °N-10 °S	7-13
PIRATA-FR23leg1	Mai	2013	1,5 °N-10 °S	20-27
PIRATA-FR24leg2	Avril-Mai	2014	1,5 °N-10 °S	19-27 et 3
PIRATA-FR25	Mars-Avril	2015	0 °N-10 °S	24 et 5-6
PIRATA-FR26	Mars	2016	1,5 °N-10 °S	18-23
PIRATA-FR27	Mars	2017	1,5 °N-10 °S	8-27



**Annexe II.** Profils de température, de salinité et de densité montrant la présence de sel avec la bifurcation du profil de salinité dans la couche de surface à 10 °W en AEE.



— : Profil de température ; — : Profil de salinité ; — : Profil de densité

**Annexe III.** Tableau des valeurs de MLD (m), Profondeur de la niracline (m) et des concentrations ( $\text{mmol m}^{-3}$ ) moyennes de nitrates dans la couche de mélange dans la zone équatoriale ( $2^{\circ}\text{N}$ - $2^{\circ}\text{S}$ ) de 1973 à 2007 en saison froide et chaude à  $10^{\circ}\text{W}$

Station	Latitude	Mois	Années	MLD (m)	Profondeur de la niracline (m)	Concentration ( $\text{mmol m}^{-3}$ ) moyenne de nitrates dans la MLD
1	0,892	10	1973	25	56,809	0,000
2	0,133	10	1973	28	51,155	0,019
4	0,133	10	1973	21,5	48,529	0,000
5	-0,808	10	1973	30,5	0,000	0,373
6	-1,8	10	1973	31	41,678	0,230
15	2	7	1974	10,5	28,832	0,000
16	1,5	7	1974	10,5	24,328	0,000
17	0,967	7	1974	19	10,651	1,092
18	0,917	7	1974	20	0,000	1,173
19	0,5	7	1974	10,5	0,779	1,223
20	0,083	7	1974	11	0,000	1,932
21	-0,517	7	1974	13	0,000	2,575
22	-0,9	7	1974	11,5	0,000	2,038
23	-1,5	7	1974	13	0,000	1,283
25	0,933	8	1974	11,5	0,000	1,332
26	0,1	8	1974	13,5	0,000	2,585
27	-0,967	8	1974	10	0,000	2,194
28	1,05	8	1974	21	0,000	1,997
29	-0,95	8	1974	20,5	0,000	2,899
30	1,133	8	1974	14,5	0,000	1,539
31	0,5	8	1974	20	1,552	2,113
32	0,083	8	1974	10,5	0,000	2,768
33	-0,5	8	1974	11	0,000	3,339
34	-0,967	8	1974	10,5	0,000	2,726
35	-1,5	8	1974	16	0,000	2,279
43	-1,95	7	1983	25,5	0,000	2,742
44	1,5	7	1984	28,5	38,948	0,000
45	1	7	1984	11,5	32,358	0,000
46	0,5	7	1984	16	12,425	0,942
47	0	7	1984	10,5	0,000	1,473
48	-0,5	7	1984	11	0,000	1,657
49	-1	7	1984	11	6,165	1,101
50	-1,5	7	1984	12,5	10,168	0,861
56	1,493	7	1998	11,7	38,679	0,000
66	-1,499	8	1999	12,3	6,354	1,146
67	-1	8	1999	21	0,000	1,434

Station	Latitude	Mois	Années	MLD (m)	Profondeur de la nitracline (m)	Concentration (mmol m <sup>-3</sup> ) moyenne de nitrates dans la MLD
68	-0,667	8	1999	12,4	0,000	1,529
69	-0,334	8	1999	11,9	7,676	0,950
70	0	8	1999	10,8	15,249	0,000
71	0,331	8	1999	10,4	32,741	0,000
72	0,666	8	1999	19,4	45,942	0,258
73	0,998	8	1999	21,3	46,424	0,067
74	1,499	8	1999	19,6	43,618	0,000
75	1,498	7	2000	20	32,284	0,000
76	1,003	7	2000	11,5	14,367	0,526
77	0,671	7	2000	11	3,283	1,347
78	0,335	7	2000	11,5	0,000	3,765
79	0,001	7	2000	11	0,000	3,172
80	-0,666	8	2000	11	0,000	3,130
81	-1,002	8	2000	11	0,000	2,681
82	-1,5	8	2000	12,5	0,000	1,816
123	-1,493	9	2005	10	5,448	1,004
124	-1,503	6	2005	65,5	16,159	1,249
125	-0,994	9	2005	10	0,000	3,352
126	-0,998	6	2005	65,5	16,171	1,319
127	-0,508	9	2005	10	0,000	3,341
128	-0,502	6	2005	65,5	16,209	1,242
129	0,058	9	2005	10	0,000	3,352
130	0,035	6	2005	66	16,171	1,264
131	0,498	9	2005	10	0,000	3,079
132	0,503	6	2005	66	16,209	1,257
133	1,007	9	2005	10	0,000	3,108
134	1,002	6	2005	65	16,240	1,242
135	1,51	9	2005	10	0,000	3,341
136	1,499	6	2005	65,5	16,209	1,242
139	1,5	6	2006	65	16,209	1,250
141	1,011	6	2006	65	16,372	1,249
143	0,501	6	2006	64	16,351	1,242
145	-0,002	6	2006	44	16,959	1,099
147	0,031	6	2006	53,5	16,948	1,161
149	0,026	6	2006	10	0,000	8,983
151	-0,491	6	2006	65	15,699	1,251
153	-1,002	6	2006	23,5	15,676	0,960
155	-1,501	6	2006	13,5	11,151	0,905
157	-1,998	6	2006	10	5,118	0,998
187	-1,5	9	2007	57	16,209	1,200

Station	Latitude	Mois	Années	MLD (m)	Profondeur de la nitracline (m)	Concentration (mmol m <sup>-3</sup> ) moyenne de nitrates dans la MLD
189	-0,996	9	2007	60	16,209	1,214
191	-0,501	9	2007	46,5	16,209	1,117
193	0,006	9	2007	44,5	16,240	1,108
195	0,501	9	2007	42	16,834	1,089
197	1,007	9	2007	65,5	16,209	1,256
199	1,503	9	2007	58	16,209	1,192
203	-1,495	6	2007	45	16,299	1,110
204	-1,002	6	2007	45,5	16,848	1,106
205	-0,506	6	2007	43,5	16,882	1,089
206	0,035	6	2007	65	16,321	1,249
207	0,501	6	2007	65	16,209	1,257
208	1,002	7	2007	64,5	16,299	1,242
209	1,484	7	2007	64,5	16,272	1,242
210	-0,334	7	2000	11,4	0,000	3,452
37	-1,333	2	1983	10	40,156	3,516
38	-0,683	2	1983	10	35,805	3,019
39	0,000	2	1983	10	24,817	3,580
40	0,667	2	1983	10	34,995	3,580
41	1,333	2	1983	20	44,543	4,243
42	1,983	2	1983	20,5	42,121	2,959
51	0,000	2	1984	19,5	63,540	4,040
52	0,500	2	1984	24	62,686	2,959
53	0,000	2	1984	21	62,282	4,107
54	-0,683	2	1984	20,5	62,844	4,107
55	-1,333	2	1984	15,5	59,453	3,775
137	1,502	11	2006	65,5	34,114	7,564
138	1,001	11	2006	64	34,140	7,409
140	0,500	11	2006	64,5	34,133	7,487
142	0,000	11	2006	64,5	34,140	7,487
144	-0,501	11	2006	60,5	34,140	7,178
146	-1,000	11	2006	64,5	34,140	7,487
148	-1,514	11	2006	61	34,114	7,178

**Annexe IV.** Tableau des valeurs de MLD (m), Profondeur de la nitracine (m) et des concentrations ( $\text{mmol m}^{-3}$ ) moyennes de nitrates dans la couche de mélange dans la zone 6 °S (5 °S-7 °S) de 1973 à 2007 en saison froide

Station	Latitude	Mois	Années	MLD (m)	Profondeur de la nitracine (m)	Concentration ( $\text{mmol m}^{-3}$ ) moyenne de nitrates dans la MLD
10	-5,833	10	1973	60,5	68,513	0,061
11	-6,933	10	1973	40	62,225	0,034
57	-6	8	1999	21,7	51,928	0,442
58	-5,501	8	1999	17,7	49,033	0,236
90	-5,498	8	2000	50,5	67,607	0,057
91	-6,011	8	2000	25	68,251	0,253
103	-6,999	9	2005	45	67,023	0,031
105	-6,5	9	2005	45	67,023	0,030
107	-5,999	9	2005	44,5	67,023	0,032
109	-5,491	9	2005	45,5	67,338	0,030
110	-6,499	6	2005	65,5	85,485	0,027
112	-6,008	6	2005	65	85,485	0,028
169	-5,496	6	2006	10	0,000	18,800
170	-6,001	6	2006	24,5	48,554	0,052
171	-6,006	6	2006	10,5	0,000	3,848
172	-6,018	6	2006	84	0,000	1,194
173	-6,498	6	2006	13,5	173,862	0,064
192	-6,002	6	2007	61,5	79,753	0,024

**Annexe V.** Tableau des valeurs de MLD (m), Profondeur (m) de la nitracline et des concentrations ( $\text{mmol m}^{-3}$ ) moyennes de nitrates dans la couche de mélange dans la zone 10 °S (8 °S-10 °S) de 1973 à 2007 en saison froide à 10 °W

Station	Latitude	Mois	Années	MLD (m)	Profondeur de la nitracline (m)	Concentration ( $\text{mmol m}^{-3}$ ) moyenne de nitrates dans la MLD
13	-8,683	10	1973	33,5	95,553	0,753
14	-9,717	10	1973	30,5	91,443	0,865
92	-9,958	9	2005	65,5	105,566	0,254
93	-9,487	9	2005	65,5	105,745	0,245
94	-8,999	9	2005	66	105,391	0,260
95	-9,965	6	2005	65,5	127,890	0,254
97	-8,495	9	2005	65,5	105,566	0,254
98	-9,5	6	2005	65,5	127,890	0,254
100	-9	6	2005	65,5	127,890	0,245
102	-8,499	6	2005	65,5	127,890	0,245
108	-9,965	6	2005	65	127,181	0,331
176	-8,001	6	2006	10	0,000	4,739
177	-8,503	6	2006	22	459,762	0,000
178	-9,002	6	2006	10	360,777	2,645
179	-9,5	6	2006	85	0,000	1,471
180	-9,976	6	2006	11,5	0,000	7,327
181	-9,988	6	2006	10	418,141	0,563
184	-9,898	6	2007	64,5	306,318	0,246
186	-8,997	6	2007	65	127,890	0,263
188	-8,009	6	2007	65,5	127,082	0,263

**PUBLICATION**

# **Spatial and Seasonal Variability of Mixed Layer Depth in the Tropical Atlantic at 10 °W using 40 Years of Observation Data**

**Kouame Kanga Désiré**

*Corresponding Author, Centre de Recherches Océanologiques (CRO)*

*29 Rue des Pêcheurs*

*Treichville BPV 18 Abidjan, Côte d'Ivoire; Université Felix Houphouët-Boigny  
Laboratoire de Chimie Physique, UFR SSMT, 22 BP 582 Abidjan 22, Côte d'Ivoire*

*E-mail kangadesirek@gmail.com*

*Tel: (+225) 08 00 36 08*

**Kouassi Aka Marcel**

*Centre de Recherches Océanologiques (CRO), 29 Rue des Pêcheurs*

*Treichville BPV 18 Abidjan, Côte d'Ivoire*

**Trokourey Albert**

*Université Felix Houphouët-Boigny, Laboratoire de Chimie Physique*

*UFR SSMT, 22 BP 582 Abidjan 22, Côte d'Ivoire*

**Toualy Elisée**

*Université Felix Houphouët-Boigny*

*Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de Mécanique des Fluides (LAPA-MF)*

*UFR SSMT, 22 BP 582 Abidjan 22, Côte d'Ivoire*

**N'guessan K. Benjamin**

*Centre de Recherches Océanologiques (CRO), 29 Rue des Pêcheurs*

*Treichville BPV 18 Abidjan, Côte d'Ivoire; Université Felix Houphouët-Boigny  
Laboratoire de Chimie Physique, UFR SSMT, 22 BP 582 Abidjan 22, Côte d'Ivoire*

**Brehmer Patrice**

*IRD, Univ Brest, CNRS, Ifremer, Lemar*

*Délégation Régionale IRD Ouest*

*Plouzané, France*

**Ostrowski Marek**

*Institute of Marine Research (IMR)*

*Nordnesgaten 50 Bergen, Norway*

## **Abstract**

The spatial and seasonal variability of the mixed layer depth (MLD) was studied using hydrological data from several databases collected over the period October 1973 to March 2017 at 10 °W between latitudes 2 °N and 10 °S in the Gulf of Guinea. The density threshold method with 0.03 kg m<sup>-3</sup> criterion was used to calculate the MLD. In the equatorial band, the seasonal average MLD is 20 m whatever the season. At 6 °S and 10 °S, the MLD is relatively higher during the cold season. The MLD varies between 21 and 37 m



at 6 °S, and the seasonal averages MLD are 21 and 40 m respectively during the hot and cold seasons. At 10 °S, during the hot season, the MLD varies between 28 and 52 m and the seasonal average is 39.5 m. During the cold season, the MLD varies between 45 and 55 m with a seasonal average of 49 m.

**Keywords:** Atlantic Ocean, Gulf of Guinea, Mixed Layer, Spatial Variability, Seasonal Variability

## 1. Introduction

Oceanographers define the mixed layer as the surface layer of the ocean with almost uniform hydrographic properties (temperature, salinity and density). The mixed layer is the buffer zone between the atmosphere and the deep ocean in which different flows occur, such as, transfer of heat, mass and momentum (Schneider and Müller, 1990; Brainerd and Gregg, 1995; Dong et al., 2008). This layer is essential in the study of the climate system since it affects changes in sea surface temperature (de Boyer Montégut et al., 2007; Donlon et al., 2009; Rugg et al., 2016).

The depth of the mixed layer (MLD) is generally determined using temperature, salinity or density profiles (Rath et al., 2016) as well as different definition criteria (Kara et al., 2003). In the tropical Atlantic, the mixed layer has been the subject of various scientific studies. Wade et al. (2011) determined the MLD using a temperature threshold criterion as in the climatology of de Boyer Montégut et al. (2004) ( $\Delta T = 0.2$  °C). In contrast, Peter et al. (2006) determined the MLD from a density threshold ( $\Delta \sigma_\theta = 0.05$  kg m<sup>-3</sup>). Recently, N'Guessan et al. (2019) have shown that the method of Holte and Talley (2009) using the density threshold (0.03 kg m<sup>-3</sup>) is best suited to determine the MLD at 4 °W in the Eastern Tropical Atlantic. These studies are made possible thanks to the improvement of oceanographic data acquisition techniques which make it possible to increase the number of temperature and salinity profiles. This is the case in Tropical Atlantic at 10 °W, where data from recent programs such as PIRATA (Prediction and Research moored Array in the Tropical Atlantic) and EGEE give the opportunity, in addition to historical surveys data, to study the MLD.

The MLD can undergo diurnal (Brainerd and Gregg, 1995), seasonal and intraseasonal variabilities (Kara et al., 2003; Holte and Talley, 2009) due to turbulence generated in the ocean by the wind, convective cooling, breaking waves, current shear, and other physical processes. Some scientific studies have also depicted a spatial variability of the MLD in several oceans (Brainerd and Gregg, 1995; Holte and Talley, 2009; Keerthi et al., 2013; 2016; Zeng and Wang, 2017; Holte et al., 2017).

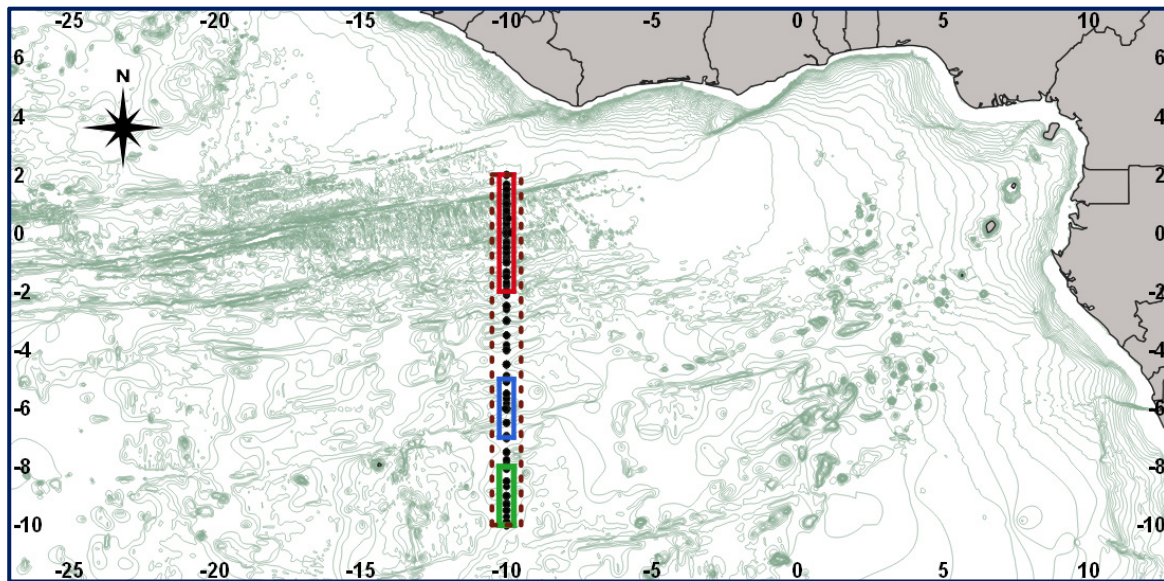
In the tropical Atlantic, studies in relation to MLD variability are scarce. Peter (2007) studied the variability of the mixed layer temperature in the equatorial Atlantic using numerical simulations. Wade (2010) calculated mixed layer heat budgets from Argo profiles to identify both the role of surface heat fluxes and the vertical mixing in the Gulf of Guinea. Da-Allada et al. (2013) investigated the causes of the seasonal cycle of the near-surface salinity using a mixed layer salinity model and a combination of satellite products, atmospheric reanalyzes, and in situ observations over the period 2000-2008.

This paper aims to study the spatial and seasonal variability of the mixed layer depth in the Gulf of Guinea at 10 °W.

## 2. Study Area, Data Collection and Processing

The study was carried out in the Gulf of Guinea (GG) (Figure 1) defined as the region extending from 15 °S to 5 °N and from 15 °W to 15 °E (Kolodziejczyk et al., 2014).

**Figure 1:** Study area located in tropical Atlantic. CTD stations are indicated by black dots. The three boxes indicate from top to bottom, the equatorial zone in red (2 °N -2 °S), the 6 °S zone (5 °S -7 °S) in blue and the 10 °S zone (8 °S-10 °S) in green



The hydrological data used were extracted from a box centered on 10 °W  $\pm$  0.25 between latitudes 2 °N and 10 °S. These data consisted of a combination of historical and recent CTD data with different vertical, spatial and temporal distribution and resolutions, collected between October 1973 and March 2017 during several survey programs, including PIRATA (Servain et al., 1998; Bourlès et al., 2008), EQUALANT ( Bourlès et al., 2002), and EGEE. These data were acquired from two databases: CORIOLIS (<http://www.CORIOLIS.eu.org/>) and the Scientific Information System for the Sea (SISMER) of IFREMER. All of these cruises are summarized in the table below. Data processing have been performed as in N'Guessan et al. (2019).

**Table:** Summary of cruises used along 10 °W

Cruises	Months	Years	Latitude	Days
RECIF CAP 7314 NANSEN	October	1973	1 °N-10 °S	18-26
GATE PHASE 2	July-August	1974	2 °N-2 °S	25-12
SUPREA	July	1978	2 °N-6 °S	4-9
FOCAL-2-4	February-April-July	1983	2 °N-2 °S	5-6; 31
FOCAL-6-7-8	February-April-July	1984	2 °N-2 °S	09; 28-29; 25-26
Cither-1	January	1993	4,5 °S	13
PIRATA-FR1	September	1997	2 °N-10 °S	9-15
PICOLO	July	1998	1,5 °N	24
PIRATA-FR2	April	1998	10 °S	11
PIRATA-FR3	January	1999	2 °N-6 °S	26-29
EQUALENT 1999/PIRATA-FR4	August	1999	2 °N-10 °S	12-18
PIRATA-FR5	October-November	1999	2 °N-10 °S	30-31 et 1-3
PIRATA-FR6	March	2000	2 °N-6 °S	10-14
EQUALENT2000/PIRATA-FR7	July-August	2000	2 °N-6 °S	29 et 03
PIRATA-FR8	November	2000	2 °N-10 °S	21-27
PIRATA-FR9	November	2001	2 °N-10 °S	22-27
PIRATA-FR10	October	2001	0 °N	12
PIRATA-FR11	December	2002	1,5 °N-10 °S	26-30
PIRATA-FR12	February	2004	1,5 °N-10 °S	3-9
PIRATA-FR14/EGEE 1	Jun	2005	2 °N-10 °S	14-19

EGEE 2	September	2005	2 °N-10 °S	9-14
PIRATA-FR15/EGEE 3	Jun	2006	2 °N-10 °S	1-10
EGEE 4	November	2006	2 °N-6 °S	20-23
PIRATA-FR17/EGEE 5	Jun-July	2007	2 °N-10 °S	27 et 01
EGEE 6	September	2007	2 °N-3 °S	21-24
PIRATA-FR16	May	2007	0 °N	30
PIRATA-FR18	September	2008	1 °N-1,5 °N	19
PIRATA-FR19	Jun-July	2009	0 °N-1,5 °N	22 et 13-14
PIRATA-FR20	September-October	2010	0 °N-1,5 °N	27-28 et 10
FVNM	September	2010	9 °S-10 °S	28
DBBT	May-July	2011	1 °N-2 °S	22-26; 06-09
PIRATA-FR21	May-Jun	2011	0 °N-1,5 °N	7 et 5
WTEC	August	2011	10 °S	13
PIRATA-FR22leg1	March	2012	0 °N	29
PIRATA-FR22leg2	April	2012	1,5 °N-10 °S	7-13
PIRATA-FR23leg1	May	2013	1,5 °N-10 °S	20-27
PIRATA-FR24leg2	April-May	2014	1,5 °N-10 °S	19-27 et 3
PIRATA-FR25	March-April	2015	0 °N-10 °S	24 et 5-6
PIRATA-FR26	March	2016	1,5 °N-10 °S	18-23
PIRATA-FR27	March	2017	1,5 °N-10 °S	8-27

### 3. Methods

#### 3.1. Determination of the Mixed Layers Depth (MLD)

The MLD was determined using Holte and Talley density threshold method with a criterion of 0.03 kg m<sup>-3</sup> as in N'Guessan et al. (2019).

#### 3.2. MLD Spatial and Seasonal Variability Study

The climatological mean MLDs were calculated on a one-degree resolution grid computed between 2 °N and 10 °S. The spatial variability is analyzed using a plotted 2-dimensional diagram (climatological mean MLD as a function of latitude).

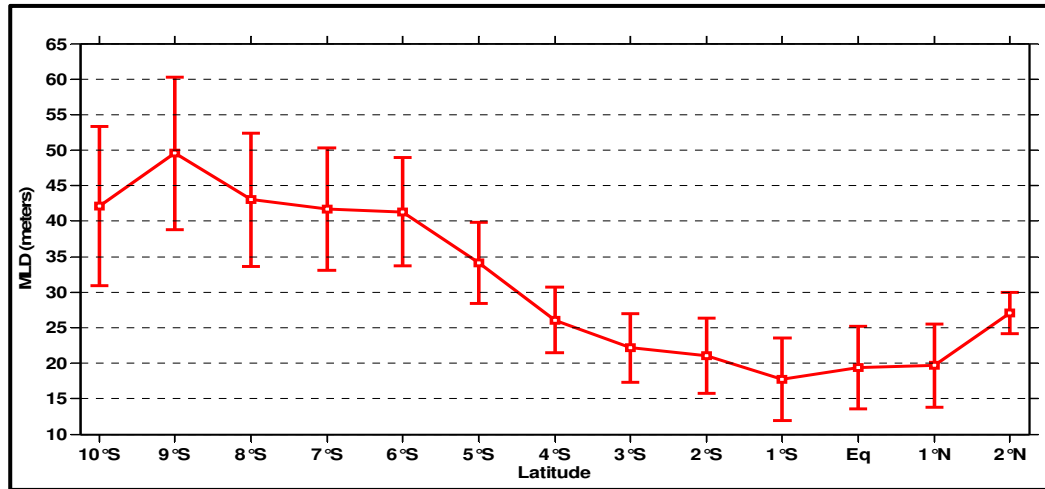
For each season, and for the different zones, the climatological monthly mean MLDs were calculated and plotted on the same graph. The evolution of the monthly and thus seasonal variability were analyzed for the hot (November to April) and the cold seasons (May to October) in the three different areas: the equatorial zone (2 °N-2 °S), the 6°S zone (5 °S-7 °S) and the 10 °S zone (8 °S-10 °S).

### 4. Results

#### 4.1. Latitudinal Variability of MLD

Figure 2 shows the spatial evolution of the climatological mean MLD over the period 1973 to 2017 between 2 °N and 10 °S at 10 °W. The MLD varies between 18 and 50 m. From 2 °N up to 4.5 °S, the MLDs are less than 30 m. The MLD decreases from 27 m at 2 °N, to a minimum of 18 m at 1 °S before increasing to about 30 m at 4.5 °S. Between 4.5 °S and 9 °S the MLD increases greatly from 30 to 50 m and then decreases to 42.5 m at 10 °S.

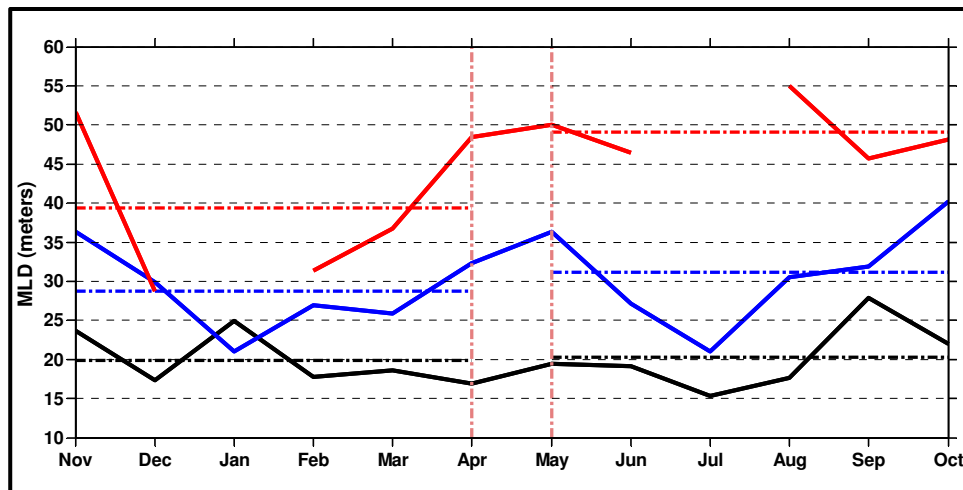
**Figure 2:** MLD spatial variability between 2 °N and 10 °S along the 10 °W radial from October 1973 to March 2017. The error bars on the graph represent the standard deviation values



## 4.2. Seasonal Variability of MLD

Figure 3 shows the evolution of the climatological monthly mean MLD in the equatorial zone, the 6 °S and the 10 °S zone during both hot and cold seasons.

**Figure 3:** MLD seasonal evolution at the equator (black curve), 6 °S (blue curve) and 10 °S (red curve) over the radial 10 ° W from October 1973 to March 2017. The black, blue and red dashed lines represent the seasonal averages at the equator, at 6 °S and 10 °S respectively. Left: hot season, right: cold season



### 4.2.1. Equatorial Zone

During the hot season (November to April), the MLDs vary between 17 and 25 m. The maximum MLDs are observed in November and January and the low values in December and between February and April. During the cold season (May to October), the MLDs range between 15 and 28 m. Decreasing MLD are observed from May (19.5 m) to a minimum in July (15 m). Then, the MLD increases from July to October (22 m) with a maximum of 28 m in September. The seasonal average MLD in the equatorial band is of 20 m whatever the season.

#### **4.2.2. 6 °S Zone**

At 6 °S, in the hot season, the MLD varies between 21 and 37 m. The MLDs values decrease from a maximum of 37 m in November to a minimum of 21 m in January and then deepen to about 33 m in April. Seasonal average in hot season is 28 m. During the cold season, from May to October, MLDs vary between 21 and 40 m. The minimum values are observed in July (21 m) and the maximum values of 40 m in October. The seasonal average of MLD is about 32 m.

#### **4.2.3. 10 °S Zone**

At 10 °S, in the hot season, the MLD varies between 28 and 52 m. The MLD is 52 m in November and 28 m in December. It deepens regularly after December, reaching 48 m in April. The seasonal average during hot season is about 40 m. During the cold season, the MLD varies between 45 and 55 m. MLD slightly decreases from 50 m in May, to a minimum of 44 m in June. It then reaches the maximum depth of 55 m in August. The MLDs then move to a minimum of 45 m in September before deepening again to 48 m in October. The seasonal average during cold season is approximately 50 m.

### **5. Discussion**

#### **5.1. Spatial Variability**

The MLD values increase from the equatorial band to the 10 °S zone. In the equatorial band our results reveal that MLDs are overall less than 30 m. These results are consistent with those of Planton et al. (2018) and Peter (2007), who both obtained MLDs ranging between 10 to 30 m by using numerical models. According to Foltz et al. (2013), these MLD are shallower than those in the western equatorial basin of tropical Atlantic Ocean. South of the equator, deeper MLDs values were observed at 10 °S compared to those of 6 °S. These higher MLD values were also found by Wade et al. (2011) in this same area. Using the de Boyer Montégut et al. (2004) 0.2 °C temperature threshold criterion, to study the mixed-layer heat budget in the Eastern Equatorial Atlantic from 2005 to 2007, these authors show that MLD values range between 20 to 40 m in the 6 °S zone while they vary from 21 à 65 m in 10 °S zone. South of the equatorial band, this sharp increase of the MLD could be explained by a negative buoyancy flow leading to an increase in the density of the ocean surface layer (Gill, 1982).

#### **5.2. Seasonal Variability**

##### **5.2.1. Equatorial Zone**

This work shows that the seasonal average MLD in the equatorial band is of 20 m whatever the season. Similar result was also observed by Foltz et al. (2003) who found MLDs values ranging from 17 m in July to 34 m in October along the equator at 10 °W. Camara et al. (2015) using a density criterion with a threshold  $0.01 \text{ kg m}^{-3}$  to estimate the MLD when studying the mixed layer salt budget in the equatorial zone of the tropical Atlantic ocean also concluded that the seasonal variations of the MLD are relatively weak during each of these seasons.

The relatively high MLD values obtained between September - November and January have also been observed by Planton et al. (2018) between October and November in the equatorial basin from 15 °W to 0 °E between 1 °N and 4 °S. Jouanno et al. (2011), using a regional model of the seasonal thermal balance in the Equatorial Atlantic confirmed the deepening of the mixed layer from July to October. The increase in MLD observed between September and November could indeed be explained by the reduction in incident solar radiation, but also by an increase in the latent heat flux which is superimposed on the heat loss of the mixed layer due to the diapycnal mixing (Hummels et al., 2013). These heat losses from the MLD lead to cooling of the water and lead to a reduction in buoyancy which causes a deepening of the mixed layer. Although it is true that our results indicate weak MLD in the equatorial zone, the months of September to January however show a slight

deepening while Camara et al. (2015) found low values over the same period. He attributed these shallow depths to the result of the seasonal upper layer stratification due to summer heating.

The slight decreases of the MLD in December are also observed by Jouanno et al. (2011) at the East Equatorial Atlantic at 10 °W. According to Jouanno et al. (2011), this decrease in MLD could be caused by the relaxation of the winds in December which leads to a strengthening of the stratification of the surface layers and a decrease in MLD. Weingartner and Weisberg (1991a; b) also noted a weak MLD from mid-December to early May at 28 °W during the Equatorial Atlantic program (SEQUAL). They attributed the decrease in MLD to the low wind speeds between December and April.

From February to April, the mixed layer depth also slightly decreases. Foltz et al. (2003) and Hummels et al. (2013; 2014) have indeed shown that during the hot season, the variation in MLD is mainly governed by incident heat flows, short wavelengths and latent heat flows. Heat flows due to long wavelengths remain constant throughout the year (Foltz et al., 2003; Weingartner and Weisberg, 1991a; b). Indeed, from January to April, Foltz et al. (2003) observed a slight increase in short wavelength radiation and a decrease in latent heat at the equator at 10 °W. These two factors lead to an increase in buoyancy by decreasing the density of the waters and a reinforcement of the stratification which cause a decrease in the MLD. Skielka et al. (2010) similarly explained from the results of a general model of oceanic turbulence (Burchard et al., 1999) that the drop in MLD to 0 °N-23 °W between February and April could be attributed to the low intensity of the surface winds driving low turbulent mechanical production (TKE) coupled with high stratification of the upper layers. According to these authors, these two factors help prevent the deepening of the mixed layer.

Between April and June, our results indicate an increase in MLD which could be explained by a strengthening of the winds. This increase in turbulence has also been observed by Giordani et al. (2013), as well as Brandt et al. (2014). In fact, the strengthening of the winds leads to an increase in turbulence (Renault, 2008), increases vertical mixing (Casado Lopez, 2011) and prevents stratification. In addition, strong winds cause a loss of heat in the mixed layer (Josey, 2003; Herrmann and Somot, 2008) which leads to a reduction in the buoyancy flow of the surface layers. The superimposition of these two factors causes the increase in MLD. The increase in MLD observed over this period can also be due to the upwelling and the effect of cold water transported by zonal advection in the equatorial band from the East (Skielka et al., 2010).

Between July and August, the increase in observed MLD could be due to the increase in vertical mixing resulting from the strong shear between the South Equatorial Current (SEC) and the Equatorial Undercurrent (EUC) in the equatorial band. Planton et al. (2018) in their study of the oceanic processes controlling the interannual variability of the cold water tongue from the “intense” events of the cold water tongue had also observed an intensification of the winds between April to August as well as an increase in the vertical current shear between the EUC and the SEC. Foltz et al. (2003) also mentioned the strengthening in the equatorial band of the SEC in the boreal summer (July-September). Vertical mixing under the mixed layer caused by the shearing of these two currents prevents stratification and causes the MLD to increase.

However Camara et al. (2015) observed a weak MLD from April to October. According to these authors, the shallowing MLD is simply a result of the seasonal upper layer stratification due to summer heating.

### **5.2.2. Zone 6°S and Zone 10°S**

The results of seasonal variations obtained at 6 °S and 10 °S show that the evolution of the MLD in the two zones is almost similar despite the fact that the weather conditions are different from one to another (Wade, 2010). The variability of the MLD would be governed by the same factors or forcing. The 6 °S and 10 °S zones will therefore be considered as a single zone which we will note (6 °S-10 °S). Hummels et al. (2014) in their study at 10 °S on the study of diapycnal heat fluxes and heat balance of the mixed layer in the Atlantic cold tongue did not reveal any particular difference in the 6

°S zone. Furthermore, Foltz et al. (2003), although having studied the heat flows at 6 °S and 10 °S, in their interpretation considered the 2 zones as a single zone.

The MLD obtained at 6 °S and 10 °S are deeper than those at the equator. Peter (2007) and Wade (2010) found MLD of about 40 m in this area band. Seasonal variations show that MLDs are higher during the cold season in both areas. However, the deepest MLDs are observed at 10 °S as confirmed by the spatial distributions. Hummels et al. (Hummels et al., 2014) also observed that the MLDs (determined with a temperature criterion of 0.5 °C) are deeper in the cold season compared to those in the hot season with seasonal averages of 80 m and 40 m respectively. MLDs between 40 and 50 m were observed by Planton (2015) during EGEE campaigns at 6 °S in the cold season and he also found MLDs over 60 m in the hot season (November).

From October to January, the decrease of the MLD is the result of an increasing of the net heat flux. Indeed, the modeling results of Carton and Zhou (1997) shown that solar heating and absorbed solar radiation are two of the important MLD driving factors south of 5 °S in the Atlantic ocean. This increasing net heat flux has also been observed by Wade et al. (2011) in the southern equator region. During August to the end of the year, which includes the period from October to January, the net surface heat flux increases and gradually warms the mixed layer due to increasing incoming solar radiation and reducing latent heat flux due to decreasing winds. The increase of net heat leads to an increase of buoyancy flux, while the decrease of winds reinforces the stratification. The effects of these two factors result in the decreasing of the MLD. From January to May, the MLD increases due to the decrease of the net heat flux in the 6 °S-10 °S area as observed by Wade et al. (2011).

From May to October, the MLD is cooled due to the increase of latent heat flux (Hummels et al., 2014). Wade et al. (2011) also shown that the net surface heat fluxes contribute to cool the mixed layer from April to August because of the increase of latent heat flux. During the May-October period, net surface heat fluxes significantly cool the ML by up to 90 W m<sup>-2</sup> due to the increase of the latent heat flux associated with increased winds as well as a reduction in the incoming solar radiation.

From May to July in the 6 °S-10 °S area our results show decreasing MLD. However, during this period, increasing winds and latent heat flux as well as a reduction in the incoming solar radiation are observed (Wade et al., 2011; Hummels et al., 2014). These factors should normally cool mixed layer and hence lead to an increase of the MLD. But, during the same period, Hummels et al. (2014) found from numerical results that meridional advection from the north and zonal heat advection by the SECC contribute to warm the mixed layer. Should the combining effects of these two factors play to decrease the MLD from May to July in the 6 °S-10 °S?

From July to October, the incident heat flux increases while remaining weaker than the latent heat flux. The increase of the MLD can then be explained by the decrease of the buoyancy flux due to the increase of the density of surface waters. According to Hummels et al. (2014), increasing winds peaking in August occur south of the equator which increases the latent heat flux and contribute to cool the mixed layer and increase the MLD.

## Acknowledgements

Data analysis was done inside the PREFACE project funded by the European Commission's Seventh Framework Program (2007-2013) under Grant Agreement number 603521, <https://preface.b.uib.no/> and the AWA project (Ecosystem Approach to the management of fisheries and the marine environment in West African waters) funded by IRD and the BMBF (grant 01DG12073E). We acknowledge the PIRATA Project for providing open access to PIRATA data.

## Compliance with Ethical Standards

Conflict of Interest statement On behalf of all authors, we state that there is no conflict of interest.

## References

- [1] Schneider, N. and Müller, P., 1990. The Meridional and Seasonal Structures of the Mixed-Layer Depth and its Diurnal Amplitude Observed during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment. *Journal of Physical Oceanography*, American Meteorological Society. **20**, 1395-404. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1990\)020<1395:TMASSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1990)020<1395:TMASSO>2.0.CO;2)
- [2] Brainerd, K.E. and Gregg, M.C., 1995. Surface mixed and mixing layer depths. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **42**, 1521-43. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(95\)00068-H](https://doi.org/10.1016/0967-0637(95)00068-H)
- [3] Dong, S., Sprintall, J., Gille, S.T. and Talley, L., 2008. Southern Ocean mixed-layer depth from Argo float profiles. *Journal of Geophysical Research*, **113**, C06013. <https://doi.org/10.1029/2006JC004051>
- [4] de Boyer Montégut, C., Mignot, J., Lazar, A. and Cravatte, S., 2007. Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 1. General description. *Journal of Geophysical Research*, **112**, C06011. <https://doi.org/10.1029/2006JC003953>
- [5] Donlon, C., Casey, K., Gentemann, C., LeBorgne, P., Robinson, I., Reynolds, R. et al., 2009. Successes and challenges for the modern sea surface temperature observing system. *Community White Paper for OceanObs*, **9**, 1–9.
- [6] Rugg, A., Foltz, G.R. and Perez, R.C., 2016. Role of Mixed Layer Dynamics in Tropical North Atlantic Interannual Sea Surface Temperature Variability. *Journal of Climate*, **29**, 8083-101. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0867.1>
- [7] Rath, W., Dengler, M., Lüdke, J., Schmidtko, S., Schlundt, Brandt, P. et al., 2016. PREFCLIM: A high-resolution mixed-layer climatology of the eastern tropical Atlantic. PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.868927>
- [8] Kara, A.B., Rochford, P.A. and Hurlburt, H.E., 2003. Mixed layer depth variability over the global ocean. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 3079. <https://doi.org/10.1029/2000JC000736>
- [9] Wade, M., Caniaux, G. and du Penhoat, Y., 2011. Variability of the mixed layer heat budget in the eastern equatorial Atlantic during 2005–2007 as inferred using Argo floats. *Journal of Geophysical Research*, **116**, C08006. <https://doi.org/10.1029/2010JC006683>
- [10] de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A.S., Lazar, A. and Iudicone, D., 2004. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research*, **109**, C12003. <https://doi.org/10.1029/2004JC002378>
- [11] Peter, A.-C., Le Hénaff, M., du Penhoat, Y., Menkes, C.E., Marin, F., Vialard, J. et al., 2006. A model study of the seasonal mixed layer heat budget in the equatorial Atlantic. *J Geophys Res* **111**:C06014. <https://doi.org/10.1029/2005JC003157>
- [12] N'Guessan, B.K., Kouassi, A.M., Trokourey, A., Toualy, E., Kanga, D.K. and Brehmer, P.P., 2019. Eastern Tropical Atlantic Mixed Layer Depth: Assessment of Methods from In Situ Profiles in the Gulf of Guinea from Coastal to High Sea. *Thalassas: An International Journal of Marine Sciences*, **36**, 201-12. <https://doi.org/10.1007/s41208-019-00179-7>. (hal-02873902)
- [13] Holte, J. and Talley, L., 2009. A New Algorithm for Finding Mixed Layer Depths with Applications to Argo Data and Subantarctic Mode Water Formation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**, 1920-39. <https://doi.org/10.1175/2009JTECHO543.1>
- [14] Keerthi, M.G., Lengaigne, M., Vialard, J., de Boyer Montégut, C. and Muraleedharan, P.M., 2013. Interannual variability of the Tropical Indian Ocean mixed layer depth. *Climate Dynamics*, **40**, 743-59. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1295-2>
- [15] Keerthi, M.G., Lengaigne, M., Drushka, K., Vialard, J., De Boyer Montegut, C., Pous, S. et al., 2015. Intraseasonal variability of mixed layer depth in the tropical Indian Ocean. *Climate Dynamics*, Springer. **46**, 2633-55. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2721-z>



- [16] Zeng, L. and Wang, D., 2017. Seasonal variations in the barrier layer in the South China Sea: characteristics, mechanisms and impact of warming. *Climate Dynamics*, **48**, 1911-30. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3182-8>
- [17] Holte, J., Talley, L.D., Gilson, J. and Roemmich, D., 2017. An Argo mixed layer climatology and database: ARGO MLD CLIMATOLOGY. *Geophysical Research Letters*, **44**, 5618-26. <https://doi.org/10.1002/2017GL073426>
- [18] Peter, A-C., 2007. Variabilité de la température de la couche de mélange océanique en Atlantique équatorial aux échelles saisonnières à interannuelles, à l'aide de simulations numériques. [Thèse de Doctorat. Océan, Atmosphère]. Université Paul Sabatier - Toulouse III. [Toulouse]. Français. (tel-00157983)
- [19] Wade, M. (2010) Caractérisation de la couche limite océanique pendant les campagnes EGEE/AMMA dans l'Atlantique Équatorial Est. [Thèse de Doctorat, Océanographie physique]. Université Paul Sabatier - Toulouse III, [Toulouse]. (tel-01020065)
- [20] Da-Allada, C.Y., Alory, G., du Penhoat, Y., Kestenare, E., Durand, F. and Hounkonnou, N.M., 2013. Seasonal mixed-layer salinity balance in the tropical Atlantic Ocean: Mean state and seasonal cycle. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **118**, 332-45. <https://doi.org/10.1029/2012JC008357>
- [21] Kolodziejczyk, N., Marin, F., Boulès, B., Gouriou, Y. and Berger, H., 2014. Seasonal variability of the equatorial undercurrent termination and associated salinity maximum in the Gulf of Guinea. *Climate Dynamics*, **43**, 3025-46. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2107-7>
- [22] Servain, J., Busalacchi, A.J., McPhaden, M.J., Moura, A.D., Reverdin, G., Vianna, M. and al., 1998. A pilot research moored array in the tropical Atlantic (PIRATA). *Bull Am Meteorol Soc* 79:2019–2032
- [23] Boulès, B., Lumpkin, R., McPhaden, M.J., Hernandez, F., Nobre, P., Campos, E. et al., 2008. THE PIRATA PROGRAM: History, Accomplishments, and Future Directions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **89**, 1111-26. <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2462.1>
- [24] Boulès, B., d'Orgeville, M., Eldin, G., Chuchla, R., Gouriou, Y., DuPenhoat, Y. et al., 2002. On the thermocline and subthermocline eastward currents evolution in the eastern equatorial Atlantic. *Geophys Res Lett*, **29**, 10–1029.
- [25] Planton, Y., Voldoire, A., Giordani, H. and Caniaux, G., 2018. Main processes of the Atlantic cold tongue interannual variability. *Climate Dynamics*, **50**, 1495-512. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3701-2>
- [26] Foltz, G.R., Schmid, C. and Lumpkin, R., 2013. Seasonal Cycle of the Mixed Layer Heat Budget in the Northeastern Tropical Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, **26**, 8169-88. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00037.1>
- [27] Gill, A.E., 1982. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, New York
- [28] Foltz, G.R., Grodsky, S.A., Carton, J.A. and McPhaden, M.J., 2003. Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 3146. <https://doi.org/10.1029/2002JC001584>
- [29] Camara, I., Kolodziejczyk, N., Mignot, J., Lazar, A. and Gaye, A.T., 2015. On the seasonal variations of salinity of the tropical Atlantic mixed layer. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **120**, 4441-62. <https://doi.org/10.1002/2015JC010865>
- [30] Jouanno, J., Marin, F., du Penhoat, Y., Molines, J.M. and Sheinbaum, J., 2011. Seasonal Modes of Surface Cooling in the Gulf of Guinea. *Journal of Physical Oceanography*, **41**, 1408-16. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-11-031.1>
- [31] Hummels, R., Dengler, M. and Boulès, B., 2013. Seasonal and regional variability of upper ocean diapycnal heat flux in the Atlantic cold tongue. *Progress in Oceanography*, **111**, 52-74. <https://doi.org/10.1016/j.pcean.2012.11.001>

- [32] Weingartner, T.J. and Weisberg, R.H., 1991. On the Annual Cycle of Equatorial Upwelling in the Central Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **21**, 68-82. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021<0068:OTACOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<0068:OTACOE>2.0.CO;2)
- [33] Weingartner, T.J. and Weisberg, R.H., 1991. A Description of the Annual Cycle in Sea Surface Temperature and Upper Ocean Heat in the Equatorial Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, **21**, 83-96. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021<0083:ADOTAC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<0083:ADOTAC>2.0.CO;2)
- [34] Hummels, R., Dengler, M., Brandt, P. and Schlundt, M., 2014. Diapycnal heat flux and mixed layer heat budget within the Atlantic Cold Tongue. *Climate Dynamics*, **43**, 3179-99. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2339-6>
- [35] Skielka, U.T., Soares, J. and Oliveira, A.P., 2010. Study of the equatorial Atlantic Ocean mixing layer using a one-dimensional turbulence model. *Brazilian Journal of Oceanography*, **58**, 57-69. <https://doi.org/10.1590/S1679-87592010000700008>
- [36] Burchard, H., Bolding, K. and Villarreal, M.R., 1999. GOTM, a general ocean turbulence model: Theory, implementation and test cases, Rep. Rapport EUR 18745
- [37] Giordani, H., Caniaux, G. and Voldoire, A., 2013. Intraseasonal mixed-layer heat budget in the equatorial Atlantic during the cold tongue development in 2006. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, **118**, 650–671.
- [38] Brandt, P., Funk, A., Tantet, A., Johns, W.E. and Fischer, J., 2014. The Equatorial Undercurrent in the central Atlantic and its relation to tropical Atlantic variability. *Climate Dynamics*, **43**, 2985-97. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2061-4>
- [39] Renault, L., 2008. Impact des jets côtiers atmosphériques sur l'upwelling du système de courants de Humboldt [Thèse de Doctorat. Géophysique et Océanographie Spatiale]. Université Paul Sabatier-Toulouse III, [Toulouse]. Français
- [40] Casado Lopez, A., 2011. Simulation du Climat en Méditerranée dans un modèle Couplé Régional [Thèse de Doctorat. Physique Atmosphérique]. Université Paris VI, [France]. Français
- [41] Josey, S.A., 2003. Changes in the heat and freshwater forcing of the eastern Mediterranean and their influence on deep water formation. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 3237. <https://doi.org/10.1029/2003JC001778>
- [42] Herrmann, M.J. and Somot, S., 2008. Relevance of ERA40 dynamical downscaling for modeling deep convection in the Mediterranean Sea. *Geophysical Research Letters*, **35**, L04607. <https://doi.org/10.1029/2007GL032442>
- [43] Planton, Y., 2015. Sources de la variabilité interannuelle de la langue d'eau froide Atlantique [Thèse de Doctorat]. Université Paul Sabatier-Toulouse III, [Toulouse]. Français. (tel-01302636v1)
- [44] Carton, J.A. and Zhou, Z., 1997. Annual cycle of sea surface temperature in the tropical Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **102**, 27813-24. <https://doi.org/10.1029/97JC02197>