

Analyse des variations thermohalines des échelles intrasaisonnière à saisonnière des panaches d'eau douce du Golfe de Guinée

Odilon Joël Houndegnonto

▶ **To cite this version:**

Odilon Joël Houndegnonto. Analyse des variations thermohalines des échelles intrasaisonnière à saisonnière des panaches d'eau douce du Golfe de Guinée. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2021. Français. ⟨NNT : 2021BRES0105⟩. ⟨tel-03783727v2⟩

HAL Id: tel-03783727

https://theses.hal.science/tel-03783727v2

Submitted on 22 Sep 2022

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.



HAL Authorization

DOCTORAT SCIENCES BRETAGNE DE LA MER LOIRE ET DU LITTORAL

UBO
Université de Bretagne Occidentale

THÈSE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITÉ
DE BRETAGNE OCCIDENTALE

ÉCOLE DOCTORALE N° 598
Sciences de la Mer et du littoral
Spécialité : *Océnographie Physique et Environnement*

Par
Odilon Joël HOUNDEGNONTO

Analyse des variations thermohalines des échelles intra-saisonnière à saisonnière des panaches d'eau douce du Golfe de Guinée

Thèse présentée et soutenue à Plouzané, le 14 décembre 2021
Unité de recherche : Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale (LOPS, UMR 6523)

Rapporteurs avant soutenance :

Jacqueline BOUTIN
Directrice de Recherche, CNRS / *Rapporteure*

Sophie CRAVATTE
Directrice de Recherche, IRD / *Rapporteure*

Composition du Jury :
Anne-Marie TREGUIER
Directrice de Recherche, CNRS / *Présidente du jury*
Jacqueline BOUTIN
Directrice de Recherche, CNRS / *Rapporteure*
Sophie CRAVATTE
Directrice de Recherche, IRD / *Rapporteure*
Casimir DA-ALLADA
Maître Assistant, UNSTIM / *Examinateur*
Christophe MAES
Chargé de Recherche, IRD / *Directeur de thèse*
Invités :
Nicolas KOLODZIEJCZYK
Physicien Adjoint, UBO, LOPS / *Co-directeur de thèse*
Bernard BOURLÈS
Directeur de Recherche, IRD/IMAGO
Nicolas REUL
Ingénieur Chercheur, Ifremer

Acknowledgement

Je voudrais remercier chaleureusement Christophe MAES et Nicolas KOLODZIEJCZYK qui m'ont encadré durant ces trois années de thèse. Votre disponibilité, accompagnement, gentillesse, ouverture d'esprit et votre bon sens d'écoute m'ont permis de vite m'adapter en France et de travailler dans d'excellentes conditions. Je voudrais aussi vous remercier pour votre discipline, votre rigueur et toute l'intégrité scientifique dans laquelle vous m'avez baigné tout au long de cette thèse. J'ai bien grandi scientifiquement à vos côtés. Vous m'avez permis de raffiner mon autonomie, mon sens de raisonnement, mon sens critique par la prise du recul dans les analyses et pleins d'autres choses. Merci pour la confiance que vous m'avez fait pour l'accomplissement des travaux de cette thèse. Je tiens aussi à remercier Bernard BOURLÈS pour sa disponibilité sans défaut et son implication intense dans la bonne conduite de mes travaux. Merci pour le soutien sans limite dont tu as fait preuve envers moi.

Je voudrais aussi remercier Casimir DA-ALLADA et Nicolas REUL pour la collaboration et les nombreuses discussions scientifiques que nous avons eut et qui m'ont permis de bien progresser dans mes travaux durant cette thèse.

Je tiens aussi à remercier les membres de mon comité de suivi individuel de thèse, Juliette MIGNOT et Séverine FOURNIER, pour leur expertise et pour toutes les discussions fructueuses que j'ai eut avec elles. Merci pour toutes les recommandations que vous m'avez faites. Merci infiniment pour tous les conseils que vous m'avez prodigués.

Je voudrais aussi remercier M. Emmanuel MACRON, le Président de la république française, pour son initiative de secours du climat de notre planète « Make Our Planet Great Again » (MOPGA), grâce à qui cette thèse a été financée. Je lui dis aussi merci de m'avoir permis d'assister à la réunion de travail à l'occasion des deux ans de l'initiative MOPGA, au Palais de l'Élysée, le 12 décembre 2019.

Je voudrais remercie aussi l'IRD qui a cofinance et administré l'entièreté de cette thèse. Merci à Gilles CIORNEI pour toutes les démarches du CMI (Centre de Mobilité Internationale), de la banque et pour toutes les missions que tu m'as permis de réaliser. Un clin d'œil à Michèle JOUBERT, Christelle GUENNEGUEZ, Valerie VALERO et Amelle AZZI pour le bon suivi administratif dont elles ont faire preuve tout le long de cette thèse. Je n'oublie pas non plus Colette KERBRAT, Solen GUEZENNEC et Élodie KELAÏ pour l'accompagnement administratif au sein du LOPS dont elles ont fait preuve envers moi.

Je tiens à remercier chaleureusement Tristan Le TOULEC, Thibault Le BARS et Ludovic COSME pour l'assistance et les solutions informatiques. Vous êtes merveilleux.

Je voudrais aussi remercier tous mes collègues du LOPS pour leur disponibilité et

pour les nombreuses discussions scientifiques que nous avons eut et qui ont été très fructueuses pour mes travaux. Je pense à Claude ROY, Clément VIC, Clément de BOYER MONTEGUT, Charly de MAREZ, Pierre-Amael AUGER, Guillaume ROULLET, Esther PORTELA RODRIGUEZ pour toutes les discussions que nous avons eut.

Je tiens à remercier chaleureusement Nicolas GRIMA de m'avoir formé à l'usage du modèle lagrangien ARIANE. Merci pour ta disponibilité sans fin à répondre à toutes questions. Merci aussi d'avoir appris à faire de la crêpe bretonne. Je n'oublie pas les parties de cours de guitare que tu m'as donné. La richesse de ta personne m'a beaucoup nourrit de savoir durant cette thèse. Merci pour tout le partage que tu as fait avec moi.

Je tiens à remercier mes collègues doctorant et post-doctorant du LOPS grâce à qui j'ai pu avoir des moments de détente durant cette thèse. Je pense à Pauline TEDESCO et à Marion BEZAUD pour les parties de raclette au fromage. Merci à Houda BEGHOURA, Emma BENT, Joana ROUSSILLON et Élise CORRE pour les parties de cours de natation que vous m'avez donnée au Dellec. Merci Alexandre SUPPLY pour les parties de pêche. Merci à Angelina CASSIANIDES, Armand VIC, Théo PICARD, Raphaël BAJON et tous les autres que j'ai oubliés, pour les parties de volley-ball à la plage de Sainte-Anne. Merci à Yurui ZANG, Natalie RAGOASHA et Ashwita CHOUKSEY pour les sorties de détente et de randonnée au Petit Minou, au Conquet et au Portzic. Merci pour tous ces beaux et merveilleux moments. Vous m'avez beaucoup apporté durant cette thèse.

Infiniment merci à Delphine DOBLER pour nos nombreuses discussions, qui m'ont permis d'apprendre beaucoup de notions et concepts. Merci pour ton sens d'écoute. Merci aussi pour les cours de natation au Dellec.

Merci aussi à Eric MACHU et à Youssouph COLLY pour les parties de sport. Je pense aussi à Khassoume CORREA et Aïda BEYE pour les parties de dégustation du Tchèp sénégalais.

Merci Jérôme PAILLET pour les idées de projet de recherche.

Merci à l'équipe du Mercator Océan pour les données de réanalyse GLORYS. Merci à l'équipe IRD/IMAGO pour les données des campagnes PIRATA. Merci à l'équipe SNO SSS pour les données TSG. Merci aussi à l'équipe d'observation du LOPS pour les données Argo.

Je souhaite dire merci à tous mes amis et proches, qui de loin ou de prêt m'ont soutenu spirituellement pour le bon déroulement de cette thèse. Je pense à Ella J. FAVI, Ella BOGNON, Arthon NOUMON, Frèjus AMETEPE pour leur soutien fraternel et amical.

Je remercie aussi tous ceux qui, de près ou de loin ont contribué au bon déroulement de cette thèse que j'aurais oublié de mentionner.

Je voudrais finir par mes parents, mes frères et sœurs. Merci à vous maman, pour votre indéfectible soutien depuis toujours. Vous êtes toujours présente pour moi. Merci pour les appels qui m'ont permis de ne pas trop souffrir de la distance entre le Bénin et la France. Merci maman, je vous aime.

À ma maman chérie, Cécile GOUWAMON,
épse Paul HOUNDEGNONTO

"La folie est de se comporter de la même manière et de s'attendre à un résultat différent"

Albert EINSTEIN

TABLE DES MATIÈRES

Introduction **13**

1 Caractéristiques principales du Golfe de Guinée **23**

1.1 Préambule . . . 23
1.2 Caractéristiques hydrologiques . . . 23
1.2.1 Zone d'étude : le Golfe de Guinée . . . 23
1.2.2 Régime de vent de surface et cycle hydrologique . . . 24
1.3 Caractéristiques des panaches d'eau douce dans le Golfe de Guinée. . . . 26
1.3.1 De l'observation des panaches d'eau douce . . . 26
1.3.2 De l'impact des panaches d'eau douce sur la stratification thermo-haline verticale . . . 30
1.4 Circulation océanique du Golfe de Guinée . . . 31
1.4.1 Circulation superficielle . . . 32
1.4.2 Circulation de subsurface . . . 33
1.4.3 Variabilité saisonnière de l'EUC . . . 35

2 Données et Méthodologies **37**

2.1 Préambule . . . 37
2.2 Données et Produits de mesures in situ . . . 37
2.2.1 SSS thermosalinographes des navires . . . 37
2.2.2 Profils verticaux de Température et de Salinité . . . 42
2.2.2.1 Profils Argo . . . 42
2.2.2.2 Profils verticaux de CTD-rosette . . . 45
2.2.3 ISAS SSS . . . 47
2.3 Observations issues des mesures satellites . . . 48
2.3.1 SSS SMOS et SSS CCI . . . 48
2.3.2 Données de vent de surface . . . 51
2.3.3 OI-SST de la NOAA . . . 51
2.4 Flux d'eau douce de surface . . . 51
2.4.1 Évaporation OAFlux . . . 51
2.4.2 Précipitation . . . 52
2.4.3 Débit de fleuve . . . 52
2.5 Données de courants de surface . . . 53
2.5.1 Produits de courants OSCAR et GEKCO . . . 53

2.5.2 Courants Drifter et ANDRO 53
2.5.3 Mesures de courants S-ADCP et L-ADCP 55
2.6 Données de réanalyse GLORYS 57
2.7 Modèle lagrangien ARIANE 58
2.8 Méthodes 59
2.8.1 Quantification des paramètres thermohalins de la couche surperficielle 59
2.8.1.1 Fréquence de flottabilité (N) et de l'angle de Turner (Tu) 59
2.8.1.2 Profondeur de couche mélangée : MLD 63
2.8.1.3 Épaisseur de la couche isotherme et de la couche de barrière de sel 65
2.8.1.4 Couche d'inversion de température 67
2.8.2 Estimation de courant géostrophique 68
2.8.3 Estimation de la vitesse du pompage d'Ekman 69
2.8.4 Estimation de la profondeur de la couche d'Ekman 71

3 Variabilité saisonnière des panaches d'eau douce de l'Est du Golfe de Guinée 73
3.1 Préambule 73
3.2 Article : Seasonal variability of freshwater plumes in the eastern Gulf of Guinea as inferred from satellite measurements 74
3.3 Introduction 75
3.4 Data 78
3.4.1 SMOS Observation and validation 78
3.4.2 In situ data 80
3.4.3 Surface freshwater flux data 81
3.4.4 Surface current and wind data 82
3.5 Method 82
3.5.1 Co-localization method and freshwater plume pathway 82
3.5.2 Near surface salinity budget equation 83
3.6 Results 85
3.6.1 Horizontal variability of freshwater plumes in the GG 85
3.6.2 SSS in Congo and Niger freshwater plumes areas 89
3.6.3 Mixed Layer Salinity Budget 90
3.6.3.1 Salinity Budget off Congo 90
3.6.3.2 Salinity Budget in Niger River Plume Region 93
3.6.3.3 Sensitivity to the Surface Currents Products 94
3.7 Discussion and conclusion 97
3.8 Appendix 100
3.8.1 Appendix A : SMOS SSS Validation From In Situ Measurements . . 100

3.8.2 Appendix B : Errors Estimation 101
3.9 Data Availability Statement 104
3.10 Acknowledgments 104
3.11 Supporting Information 105

4 Caractérisation de la stratification thermohaline verticale dans le panache du fleuve Congo 109
4.1 Préambule 109
4.2 Structure type de stratification thermohaline au large du Congo 110
4.2.1 Stratification au sein du panache 111
4.2.2 Stratification interstitielle aux lentilles d'eau douce 113
4.2.3 Stratification au sein de lentille d'eau chaude du panache 115
4.2.4 Stratification au sein de la zone de fronts thermohalins de surface . 117
4.2.5 Stratification thermohaline hors panache 120
4.2.6 Discussion 121
4.3 Mécanisme de formation de la stratification thermohaline en marche d'escalier : Étude de cas du 31 mars 2016 124
4.3.1 Sections verticales au travers du panache 124
4.3.1.1 Sections verticales de θ, S et σ_θ 124
4.3.1.2 Sections verticales de N^2, N_T^2, N_S^2 et Tu 126
4.3.2 Variations thermohalines de surface : SSS et SST 127
4.3.2.1 Variations spatio-temporelles de la SSS 127
4.3.2.2 Variations spatio-temporelles de la SST 130
4.3.3 Dynamique de la circulation superficielle au large du Congo 131
4.3.3.1 Courants géostrophiques et d'Ekman de surface 131
4.3.3.2 Profils verticaux des courants géostrophique et d'Ekman . 133
4.3.4 Discussion : mécanisme de formation 135
4.4 Discussion et conclusions 137

5 Étude lagrangienne de la dynamique des masses d'eau au large du Congo 145
5.1 Préambule 145
5.2 Méthodes et configuration des expériences 147
5.3 Bilan des transports de masse d'eau 149
5.4 Profondeur de navigation et âges des particules d'eau 151
5.5 Trajectoires des particules d'eau 152
5.6 Evolution des propriétés thermohaline des particules 154
5.6.1 Salinité 154
5.6.2 Température 155

5.6.3 Diagramme T/S 156
5.7 Discussion et conclusions 158

Conclusions Générales et perspectives **161**
Conclusions générales 161
Perspectives 165

Liste des formations suivies durant la thèse **169**

Liste des figures **172**

Liste des tableaux **185**

Bibliographie **185**

INTRODUCTION

De l'importance des océans

Les océans représentent la ressource en eau liquide la plus abondante de la planète Terre, voir du système solaire [1] (Webster (1994)). Couvrant près de 71% de la surface terrestre comparativement aux terres émergées, ils constituent un fluide essentiel (environ 97% du total des masses d'eau liquide) au même rang que l'air atmosphérique indispensable à la présence de l'Homme et de la vie sur la Terre. Les océans sont de puissants acteurs de régulation des gaz à effet de serre. Ils constituent un puit de séquestration du dioxyde de carbone – CO_2 (environ 30% des émissions anthropiques, IPCC (2013)) d'une part par le processus de pompe physique grâce à la solubilité du CO_2 dans l'eau (processus principal et très actif à basse température) [2] et d'autre part par le processus de photosynthèse (avec le micro végétal : phytoplancton [3]), produisant ainsi environ 50% de l'oxygène que nous respirons : une quantité d'oxygène supérieure à celle produite par toutes les forêts du monde. Ils abritent la biodiversité la plus riche au monde en termes floristiques et faunistiques, dont la plupart des espèces demeurent encore méconnues et inexploitées, faisant encore de nos jours l'objet de grandes ambitions de recherches scientifiques.

En interaction permanente avec l'atmosphère, les océans constituent la mémoire à court, moyen et long terme de cette dernière. En effet, ils possèdent dans leur globalité une capacité calorifique d'environ 1200 fois plus importante que celle de l'ensemble de l'atmosphère. Ils sont caractérisés par des mouvements de 10 à 100 fois plus lents que ceux atmosphériques. Ainsi, ils s'opposent à toute variation brutale de température en stockant $\sim 92\%$ de l'excédent de chaleur atmosphérique (IPCC, 2013), et en retour les transportent des basses latitudes équatoriales (où le rayonnement solaire arrive perpendiculairement au sol et en abondance) aux moyennes et hautes latitudes (moins ensoleillées, où le rayonnement solaire arrive de manière rasante au sol). Ils jouent alors un rôle fondamental de réservoir de chaleur et de régulateur thermique, étant donc une composante primordiale du système climatique et du cycle de l'eau. Par exemple, la propagation des masses d'eau chaude de surface tropicale vers le Nord-Est de l'Atlantique, par les courants du Gulf-Stream et de la dérive nord Atlantique, contribue au climat doux et tempéré hivernal de

1. La planète Terre présente un caractère unique du fait de la quantité immense d'eau présente et de la coexistence de ses trois phases : solide, liquide et gazeux Webster (1994).

2. `https://www.insu.cnrs.fr/fr/cnrsinfo/locean-puits-de-carbone-lavenir-incertain`

3. Phytoplancton : Ensemble des organismes végétaux microscopiques (algues, de taille comprise entre 1 µm et 1 mm) qui vivent en suspension dans l'eau (en pleine eau et non sur le fond). Ils dépendent de la photosynthèse et vivent uniquement dans les couches superficielles éclairées de la mer (couche dite euphotique).

l'Ouest de l'Europe comparativement à l'Est du Canada situé à la même latitude.

La composante océanique principalement impliquée dans les interactions océan – atmosphère est la couche superficielle. En effet, la couche superficielle océanique est la fenêtre active au travers de laquelle le couple océan – atmosphère interagit par des échanges de flux de chaleur, de CO_2 (libération ou séquestration), de transfert de quantité de mouvement et d'énergie, qui contribuent à la dynamique et à l'équilibre du climat terrestre. Elle constitue un canal de transfert d'anomalies océaniques d'une région à une autre, par des processus physiques variés tels que : le mélange vertical, l'advection par les courants de surface, le transport d'Ekman par forçage de la tension du vent et les flux d'eau douce en surface (évaporation, précipitation et décharges de fleuves). La variabilité de ces processus physiques des petites échelles (moléculaire à sous-mésoéchelle) aux grandes échelles spatio-temporelles (mésoéchelle à celle synoptique et des bassins), influe directement sur les propriétés thermohalines : température et salinité, donc sur la densité et la stratification de la couche superficielle océanique. Les échanges de flux de chaleur et d'eau douce au sein du couple océan-atmosphère sont fortement influencés par la stratification de la couche superficielle océanique (Coles et al. (2013); Reul et al. (2014b); IPCC (2013)). De l'état structurel et de la variabilité des propriétés thermohalines de la couche superficielle, dépendent la quantification du rôle des océans et la prédiction de leurs impacts sur le climat de l'échelle locale à l'échelle globale.

Sur la structure de la couche superficielle

L'état de la couche superficielle océanique est défini par la température et la salinité, qui contrôlent la stratification verticale de la densité de l'eau de mer. La structuration verticale des océans est composée des masses d'eau moins dense (plus légère) se trouvant au sommet près de la surface et des eaux plus denses (plus lourdes) se trouvant en profondeur : on parle de stratification stable (ou stratification déstabilisée ou instable, dans le cas d'une structuration verticale inversée). Des échelles spatio-temporelles intra-saisonnière à interannuelle, la couche superficielle est caractérisée par plusieurs couches distinctes suivant le degré d'uniformité des propriétés thermohalines (voir Figure 1). On distingue entre autres :

— La couche mélangée de surface (ML : « Mixed Layer ») : à l'interface air-mer, la turbulence engendrée par le brassage vigoureux du vent et les flux de flottabilité induisent un processus actif de mélange vertical à l'origine de la formation d'une couche caractérisée par un profil homogène en densité. Elle représente aussi la couche en surface où la température et la salinité sont homogènes, sauf dans les cas compensés en densité. Dans ces cas, la température et la salinité varient tandis que leurs effets se compensent pour un profil de densité uniforme.

— La pycnocline : elle caractérise la couche de fort gradient de densité à la base de la

couche mélangée de surface. La zone de forte stratification (fort gradient vertical) de température (resp. salinité) correspond à la couche de la thermocline (resp. halocline).

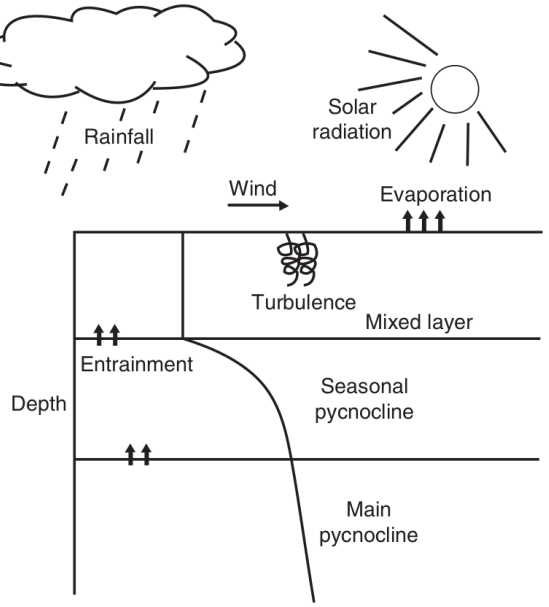


FIGURE 1 – Schéma conceptuel de la structure verticale dans la couche superficielle : couche de mélange (Mixed layer), la pycnocline saisonnière (Seasonal pycnocline) et la pycnocline permanente (Main pycnocline), et les processus physiques qui régissent son existence (Figure de Sprintall and Cronin (2009)).

En réponse aux variations saisonnières des échanges de flux de chaleur et d'eau douce et de la tension du vent à l'interface air-mer d'une part, et des processus physiques tels que le mélange turbulent, la convection, la diffusion, les ondes de gravité interne, d'entraînement, le cisaillement interne et la dynamique des courants d'autre part, la profondeur de la couche mélangée peut varier. Cette variation de la couche mélangée induit une saisonnalité de la thermocline (thermocline saisonnière) qui se distingue de la pycnocline permanente caractérisant la base – limite inférieure – de la couche superficielle océanique. Les variations à petites échelles et les processus de mélange associés dans les couches supérieures sont fortement couplés et induisent un mécanisme de transfert d'énergie entre les différentes échelles (Klein et al. (2008); Sasaki et al. (2014)). Ainsi comprendre et quantifier les processus physiques responsables des variations thermohalines des couches supérieures de l'océan est indispensable pour comprendre la dynamique des échanges océan-atmosphère en vue d'une prédiction fiable des conditions climatiques.

La stratification thermohaline des couches superficielles océaniques détermine l'efficacité des échanges de flux de chaleur entre l'océan et l'atmosphère d'une part, et des échanges verticaux de flux thermique, de salinité, de dioxyde de carbone (CO_2), d'oxygène dissous (O_2) entre la couche des masses d'eau de surface et l'océan intérieur d'autre part (Fu et al. (2016); Li et al. (2020)). La stratification des couches océaniques de surface

résulte du fait que la masse d'eau, suivant des niveaux verticaux, présente des caractéristiques différentes. Tout processus induisant une variation structurelle du flux thermique et de la teneur en sel de la colonne d'eau, influe directement sur la stratification. Un gain de chaleur par insolation solaire de la couche de surface induit un réchauffement de cette dernière, tandis que l'évaporation en surface est responsable d'une salinisation de la couche de surface. Li et al. (2020) ont montré que le réchauffement climatique observé durant les récentes décennies (1960-2018) a induit un changement significatif dans les champs de la salinité de surface de la mer, SSS (« Sea Surface Salinity ») et de la température de surface de la mer, SST (« Sea Surface Temperature »). Ces auteurs ont observé une augmentation substantielle de la stratification globale (via la fréquence de Brunt-Väisälä, N^2, entre la surface et 2000-m de profondeur) de l'ordre 5,3%, et près de ~71% de cette augmentation apparaît dans les 200 premiers mètres, c'est-à-dire principalement dans la couche superficielle.

De la problématique de l'étude

Le bassin de l'océan Atlantique tropical est le réceptacle des décharges des plus grands fleuves de la planète Terre, comme illustré sur la figure 2 (Dai (2016); Dai and Trenberth (2002); Fournier and Lee (2021); Kang et al. (2013)). Ces décharges fluviales, combinées à la forte saisonnalité des précipitations, impactent considérablement la SSS et la stratification de la couche superficielle océanique, en engendrant une forte halocline près de la surface, modulant ainsi la variabilité de la profondeur de la couche de mélange (MLD). Dans ce bassin, la SST est contrôlée par le flux du rayonnement solaire et est modulée d'une part par la stratification des couches supérieures, et d'autre part par la dynamique de la circulation océanique complexe équatoriale, le mélange vertical et la variabilité intra-saisonnière à interannuelle des flux d'eau douce, notamment les fortes précipitations et le ruissellement des principaux grands fleuves du bassin tels que Amazone, Congo et Niger (voir figure 2). La présence des panaches d'eau douce et leur variabilité spatio-temporelle conditionnent fortement les échanges océan-atmosphère (Reul et al. (2014b)).

Dans les régions océaniques sous influence d'eau douce par les précipitations et décharges de fleuves, la stratification de la couche superficielle est associée à un processus de barrière de sel (BL : « Barrier Layer »), où par effet de dilution de la masse d'eau océanique et de processus d'advection par les courants, de forts gradients de salinité s'observent au sein de couche isotherme sous la couche mélangée de surface (voir figure 3).

La couche de barrière de sel agit comme une barrière d'inhibition du mélange vertical entre la couche chaude de surface et la couche froide de subsurface. Autrement dit, elle forme une barrière à l'entraînement et au mélange turbulent entre l'eau froide de la thermocline et l'eau chaude de la couche mélangée de surface, et réduit donc le taux de mélange vers le bas par quantité de mouvement dans la colonne d'eau (Breugem et al.

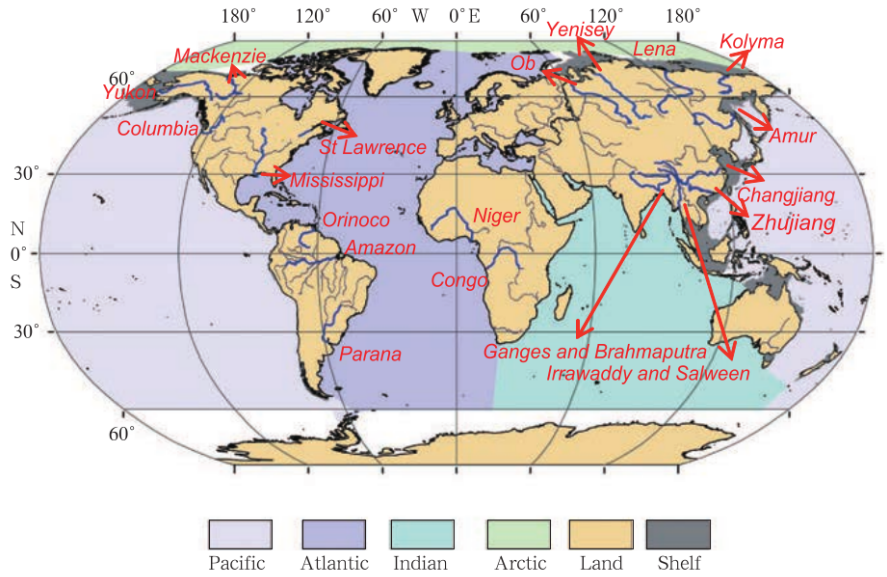


FIGURE 2 – Localisation des 19 plus grands grands fleuves du monde. L'Atlantique tropical est le lieu de réceptacle des deux plus grands fleuves de la planète Terre : Amazone (1^{er}) et Congo ($2^{ème}$). [D'après Kang et al. (2013)].

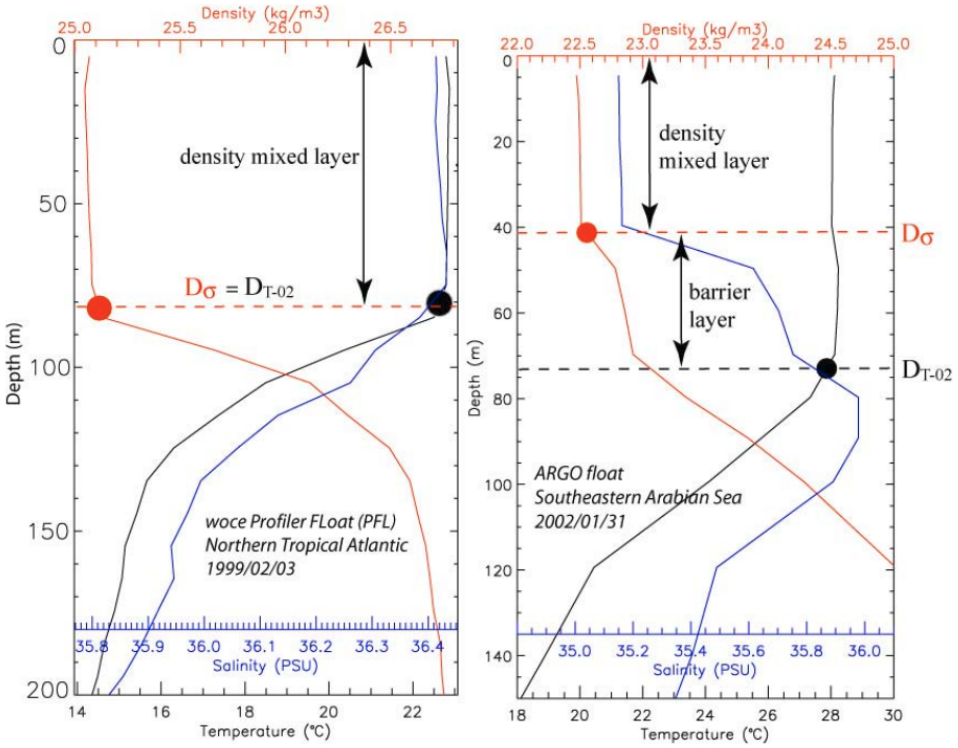


FIGURE 3 – Exemples de colonnes d'eau : i) à stratification classique : couche de mélange homogène au-dessus de la pycnocline (à gauche) et ii) stratification avec structure de barrière de sel (à droite) [d'après Mignot et al. (2009)].

(2008); Coles et al. (2013); Katsura and Sprintall (2020); Mignot et al. (2009); Vialard and Delecluse (1998); Bosc et al. (2009); Maes et al. (2002, 2006)). Ainsi, plus l'océan est stratifié, moins intenses seront les processus de mélanges verticaux, parce qu'il faudrait plus d'énergie pour mélanger la couche superficielle. Ce qui par rétroaction, contribuerait au réchauffement de la couche de surface, par stockage de chaleur dans la couche mélangée via les flux solaires. De même, les processus de remontée des nutriments dans la zone euphotique pourraient être impactés avec des implications conséquentes de réduction de taux de production primaire océanique (Fu et al. (2016); Yamaguchi and Suga (2019)).

Au Nord-Ouest de l'Atlantique tropical, les décharges du fleuve Amazone et la dynamique spatio-temporelle de son panache impactent considérablement la SSS (voir figure 4) et la stratification thermohaline de la couche superficielle en induisant des couches consistantes de BL. Par effet d'inhibition du mélange vertical et de réchauffement de la SST, ces couches de BL contribuent au renforcement et à l'intensification des tempêtes et ouragans de l'Atlantique tropical Ouest (Grodsky et al. (2012); Reul et al. (2014b); Vizy and Cook (2010)). En outre l'impact de la dynamique des panaches des fleuves Amazone et Orinoco sur la stratification de la couche superficielle induit une augmentation de vitesse des courants de surface dans la zone du Contre-Courant Nord-Équatorial - NECC (Varona et al. (2019)). De fait, la stratification thermohaline des couches supérieures influence la circulation océanique de surface.

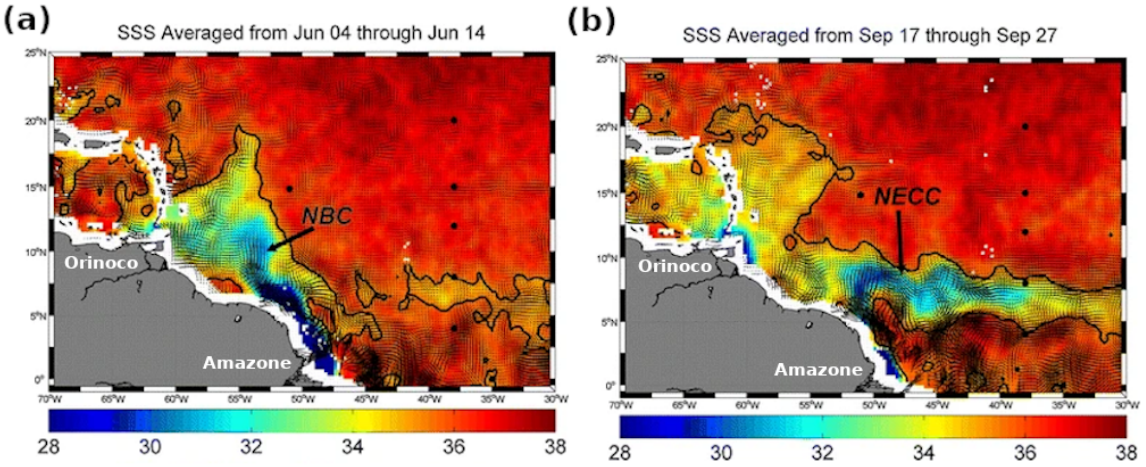


FIGURE 4 – Principaux chemins du panache des fleuves Amazone et Orinoco détectés par SMOS en 2010. Les champs de SSS SMOS sont superposés aux courants de surface OSCAR estimés à partir de données altimétriques et de vent de surface. Dans les deux cartes, la courbe noire épaisse indique l'isohaline 35. (a) : le panache du fleuve Amazone est advecté vers le nord-ouest le long du plateau brésilien par le courant nord-brésilien (NBC) au printemps boréal. (b) : pendant la période boréale de l'été à l'automne (juillet à décembre), le panache du fleuve Amazone est transporté vers l'est par le Contre-Courant Nord-Équatorial (NECC). On observe également le signal du panache du Orinoco qui s'étend vers le nord-est le long du sud des Petites Antilles. [D'après Reul et al., 2014a].

À l'extrême Est de l'Atlantique tropical, bordé par les côtes Ouest de l'Afrique, la SST joue un rôle clé sur le climat Ouest-Africain. Les variations de la SST dans la bande

équatoriale du Golfe de Guinée, par alternance de refroidissement et de réchauffement des couches supérieures (phénomène d'apparition de langue d'eau froide), influent sur la mise en place, le déclenchement et l'intensification de la Mousson Ouest-Africaine pendant le Printemps et l'Été boréal (Da-Allada et al. (2017); Leduc-Leballeur et al. (2013); Schlundt et al. (2014)). La variabilité des ruissellements des grands bassins fluviaux, impacte considérablement la SSS et la stratification thermohaline dans l'Est du Golfe de Guinée. De forts signaux de faible SSS en termes de panache d'eau douce inhérent de la variabilité des précipitations et des décharges des fleuves (plus de 13 fleuves, Mahé (1991)) sont observés à l'Est du bassin (Van Bennekom and Berger (1984); Da-Allada et al. (2013); O'brien (2006); Hopkins et al. (2013)). Cependant, la variabilité spatio-temporelle de ces panaches est encore mal connue car peu observée et documentée. Aucune étude spécifique n'a encore été menée sur les petites échelles spatiales (10-100km) et les processus verticaux dans ces zones de panache d'eau douce (1-100m), des échelles intra-saisonnières à saisonnières, du fait du faible échantillonnage des mesures historiques in situ dans cette région. La structure tridimensionnelle thermohaline dans ces panaches reste encore très peu documentée. Les potentiels impacts des décharges de fleuves sur la circulation superficielle dans cette région, demeurent un point de recherche non élucidé. Ces points de recherche fondamentale constituent les raisons focales autour desquelles s'inscrit ma thèse, qui s'intéresse particulièrement aux variations thermohalines intra-saisonnières (de l'ordre de la semaine) à saisonnières dans les couches supérieures du Golfe de Guinée. Je vais m'intéresser particulièrement à la dynamique du grand large des panaches d'eau douce (« far field dynamics of freshwater plume », Horner-Devine et al. (2015)), associés à de faibles SSS (SSS<34.5 pss).

Bien que le Golfe de Guinée ne bénéficie que de très peu de données d'observation in-situ, le développement récent de techniques de mesure de SSS par télédétection en bande L (comme SMOS [4], SMAP [5], Aquarius et le projet Climate Change Initiative – CCI de l'ESA), l'intensification des déploiements des flotteurs Argo (Wong et al. (2020)), la régularité des campagnes de recherche océanographique comme le réseau PIRATA (Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic, Bourlès et al. (2019)) et l'acquisition de mesures océanographiques par des navires marchands offrent l'opportunité d'une étude plus détaillée des variations thermohalines aux échelles spatiales de l'ordre de 10-100km et temporelles intra-saisonnières (de l'ordre de la semaine) à saisonnières au sein des couches superficielles dans cette région.

4. SMOS : Soil Moisture and Ocean salinity ; ⇒ Décrit dans le chapitre 2
5. SMAP : Soil Moisture Active and Passive

Des questions scientifiques de l'étude

L'objectif principal de cette thèse est d'étudier et de documenter la variabilité spatiale à mésoéchelle horizontale (10-100 km) et verticale (0-100m), intra-saisonnière à saisonnière de la structure 3D thermohaline dans les panaches d'eau douce du Golfe de Guinée, principalement dans les panaches des fleuves Congo et Niger. Les principales questions scientifiques auxquelles je me suis intéressé sont les suivantes : Quelle est la variabilité spatio-temporelle saisonnière des panaches d'eau douce du bassin du Golfe de Guinée ? Quels sont les principaux processus physiques qui contrôlent la dynamique saisonnière des panaches d'eau douce du Golfe de Guinée ? Comment la dynamique du panache du fleuve Congo contrôle-t-elle la stratification thermohaline verticale au large du Congo ? Quelle est la dynamique tridimensionnelle caractéristique des interactions entre le panache du fleuve Congo et les masses d'eau subtropicale avoisinantes à mésoéchelle et aux échelles intra-saisonnières ?

Questions et objectifs scientifiques

Q1 : Quelle est la variabilité saisonnière des panaches d'eau douce (fleuves et précipitation) dans le Golfe de Guinée ?
Q1.1 : Description caractéristique de la variation spatio-temporelle des signaux de faible SSS induit par les fleuves et précipitation : régime dynamique, extension et dispersion
Q1.2 : Investigation des processus physiques qui contrôlent la variabilité des signaux de faible SSS à l'échelle saisonnière du basin du Golfe de Guinée.
Q2 : Comment la dynamique du panache du fleuve Congo contrôle-t-elle la stratification thermohaline au Sud-Est du Golfe de Guinée ?
Q2.1 : Caractérisation de la stratification thermohaline verticale au large du Congo
Q2.2 : Étude des mécanismes contrôlant la stratification thermohaline.
Q3 : Quelle est la dynamique tridimensionnelle caractéristique des interactions entre le panache du fleuve Congo et les masses d'eau subtropicale ?

Du plan du manuscrit

Pour ce fait, je vais présenter, dans un premier chapitre, la zone d'étude du Golfe de Guinée avec ses caractéristiques principales du point de vue hydrologique et hydrogra-

phique, du régime de vent et de la circulation océanique, ainsi que de la connaissance des panaches d'eau douce de cette région. Le chapitre 2 sera consacré à la description des données (in situ, satellite et réanalyses) et outils utilisés durant cette thèse. Le chapitre 3 sera dédié à l'étude de la variabilité spatio-temporelle saisonnière des panaches d'eau douce relative aux signaux de faible SSS de l'Est du Golfe de Guinée. Les résultats du chapitre 3 ont fait l'objet d'une publication d'article dans *Journal of Geophysical Research : Oceans*, sous le titre de : Seasonal Variability of Freshwater Plumes in the Eastern Gulf of Guinea as Inferred From Satellite Measurements (Houndegnonto et al., 2021 ; `https://doi.org/10.1029/2020JC017041`). L'étude de la stratification thermohaline au large du Congo sera présentée dans le chapitre 4. Cette région du Sud-Est du Golfe encore très peu étudiée, est primordiale car c'est le lieu de décharge du deuxième plus grand fleuve du monde. Ainsi, la variabilité thermohaline des couches supérieures serait fortement conditionnée par le cycle des décharges d'eau douce de cette région. Je m'intéresserai principalement à la stratification thermohaline à fine couche dans les 100 premiers mètres de profondeur, aux échelles intra-saisonnières (de l'ordre de la semaine). Enfin, le dernier chapitre (chapitre n°5) sera consacré à l'étude lagrangienne de la dynamique des masses d'eau associées au panache du fleuve Congo, à l'aide de l'outil lagrangien ARIANE. Pour finir, je mettrai en lumière les principales conclusions de cette thèse, et ferai état des perspectives utiles qui en découlent.

Chapitre 1

Caractéristiques principales du Golfe de Guinée

1.1 Préambule

Dans ce chapitre, je présente les principales caractéristiques du Golfe de Guinée (10°W-15°E et 15°S-10°N), du point de vue du cycle hydrologique (précipitation et principaux fleuves), de la dynamique des courants de surface et de subsurface. L'état des connaissances des observations des variations spatio-temporelles des panaches d'eau douce, ainsi que leurs potentiels impacts sur la stratification thermohaline des couches de surface dans cette région sont présentées.

1.2 Caractéristiques hydrologiques

1.2.1 Zone d'étude : le Golfe de Guinée

Le Golfe de Guinée est la région océanique de l'extrême Est de l'Atlantique tropical. Il est encastré à l'Est par les creux forgés par les côtes Ouest-Africaines, de la baie du Bénin, passant par la baie de Biafra, Cap Lopez (8,71°E ; 0,63°S) jusqu'aux côtes angolaises de la Ponta Albina à 15°S (selon l'Organisation Hydrographique Internationale – OHI). Une façade continentale quasi zonale Est-Ouest, allant de Cap Palmas (Cap des Palmes au Libéria, [7,73°O ; 4,37°N]) jusqu'aux côtes nigérianes, imprime la limite nord du Golfe de Guinée. Les sous-bassins ouverts au grand large de l'Atlantique tropical central équatorial et l'océan subtropical Sud sont ses limites Ouest et Sud respectivement. Les origines spatiales en termes de latitude – 0° – marquant l'équateur d'une part et de longitude – 0° – marquant le méridien de Greenwich d'autre part, s'y croisent à environ 970-km à l'Ouest de Cap Lopez. C'est une région qui enjambe donc les deux hémisphères du globe terrestre. Elle est partagée par 13 pays [1] d'Afrique dont les ressources halieutiques et minières des Zones Économiques Exclusive [2] (ZEE) participent activement à la vie socio-économique de

1. **13 pays** : Liberia, Côte d'Ivoire, Ghana, Togo, Bénin, Nigeria, Cameroun, Guinée équatoriale, Gabon, Sao Tomé-et-Principe, République du Congo, République démocratique du Congo et Angola (`https://fr.wikipedia.org/wiki/Golfe_de_Guin%C3%A9e`).

2. La Zone Économique Exclusive (ZEE) est une bande de mer ou d'océan située entre les eaux territoriales et les eaux internationales, sur laquelle un État riverain (parfois plusieurs États dans

l'échelle locale à l'échelle mondiale. Dans notre étude, le Golfe de Guinée est défini comme l'espace océanique compris entre 10°W-15°E de longitude et 15°S-10°N de latitude (voir figure 1.1).

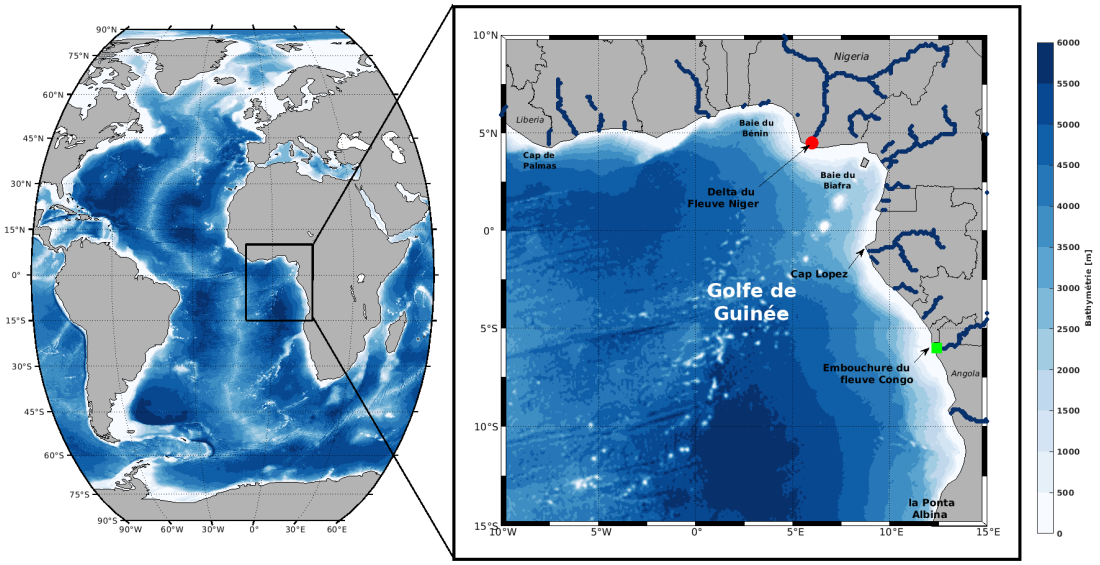


FIGURE 1.1 – À droite : bathymétrie en fond de couleur de l'océan Atlantique ; À gauche : présentation de la région océanique du Golfe de Guinée avec la bathymétrie. Les cours des différents fleuves du Golfe de Guinée sont représentés en ligne bleue sur le continent. Les embouchures des deux grands fleuves que sont les fleuves Congo et Niger sont représentées par un carré vert et un disque rouge respectivement.

1.2.2 Régime de vent de surface et cycle hydrologique

La région du Golfe de Guinée est balayée par un système de vents tropicaux à deux composantes principales que sont les Alizés : vent du Nord-Est dans l'hémisphère Nord et vent du Sud-Est dans l'hémisphère Sud. Les alizés du Sud-Est sont les plus intenses en été boréal tandis qu'en hiver boréal, les alizés du Nord-Est atteignent leur amplitude maximale. La zone de convergence de ces alizés et du flux d'humidité atmosphérique définit la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ITCZ : « Inter-Tropical Convergence Zone ») encore connue sous la dénomination de l'équateur météorologique. La variabilité saisonnière de ces régimes de vents module le positionnement de l'ITCZ (voir figure 1.2). On note en effet une migration méridienne saisonnière de l'ITCZ allant de sa position la plus au nord à ~ 15°N à sa position la plus au Sud à 5°N plus proche de l'équateur (Peter (2007))(figure 1.2) avec des températures élevées dépassant le seuil de convection (26°-27°C) à la surface de la mer (Waliser and Graham (1993)). Les variations saisonnières de SST par alternance de fronts chauds et froids, associées à l'excursion méridienne saisonnière de l'ITCZ induisent une variation des propriétés thermodynamiques aux interfaces

le cas d'accords de gestion partagée) dispose de l'exclusivité d'exploitation des ressources (`http://geoconfluences.ens-lyon.fr/glossaire/zone-economique-exclusive-zee`)

air-mer-continent, favorisent la convection atmosphérique près des côtes dans le bassin du Golfe de Guinée, et nourrissent activement la mousson Ouest-Africaine sur le continent (Leduc-Leballeur et al. (2013)).

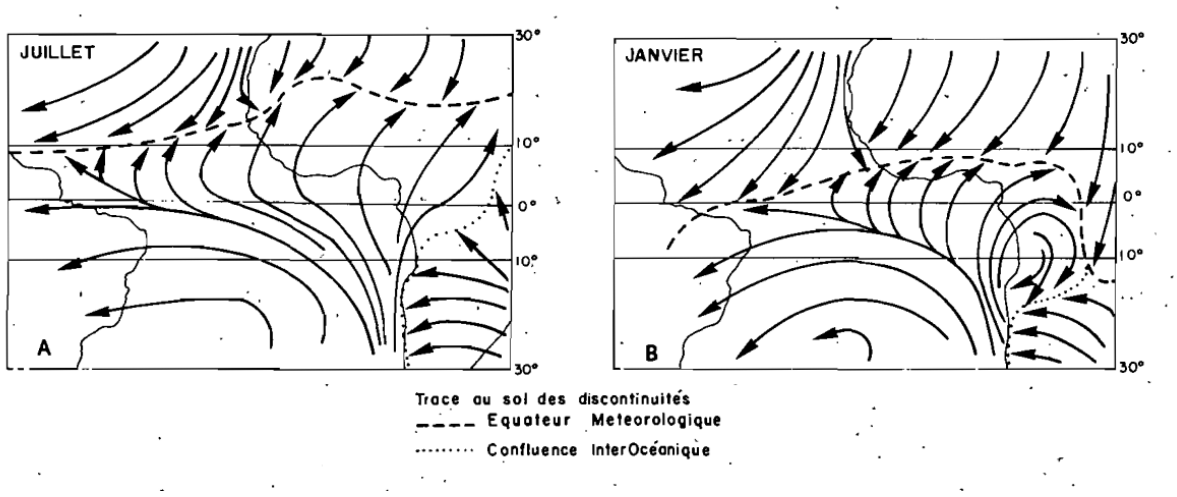


FIGURE 1.2 – Schéma de la circulation atmosphérique en surface du bassin de l'Atlantique tropical. La position de la Zone de Convergence Intertropicale (ITCZ) est représentée en trait discontinu et celle de la Zone de Confluence Interocéanique (ZCIO) est représentée en pointillé. (Figure de Wauthy (1983)).

Les changements de position de l'ITCZ (ainsi que la ZCIO : « Zone de Confluence Inter-Océanique[3] », voir figure 1.2) sont liés à des mécanismes générateurs des précipitations. En effet, l'air chaud et humide associé au mouvement ascendant de l'ITCZ libère de l'énergie et génère de fortes précipitations par suite d'importantes activités de convection atmosphérique (Peter (2007)). Ainsi le Nord du Golfe de Guinée est caractérisé par d'intense et quasi permanente précipitation due au balayage de l'ITCZ. Par contre, le Sud-Est du Golfe de Guinée au large du Congo, est associé à de faible pluviométrie du fait de l'absence d'influence par l'ITCZ (localisé principalement au nord de l'équateur) d'une part, et de la ZCIO localisée de façon permanente sur le continent d'autre part (voir figures 1.2 et 1.3).

L'intense pluviométrie balayant de la partie ouest continentale à celle centrale sud du continent africain nourrit fortement les bassins versant fluviaux du Golfe de Guinée. Plus de 13 fleuves s'y déchargent avec une forte variabilité saisonnière (voir figure 1.1). On note principalement deux grands fleuves :

— le fleuve Congo, le 2^e fleuve au monde (après le fleuve Amazone) avec un débit moyen de ~40 000 m^3/s qui se décharge au Sud-Est du Golfe de Guinée.
— le fleuve Niger, le 24^e au monde avec un débit moyen de ~6 000 m^3/s, qui se décharge en forme de delta au Nord du Golfe de Guinée dans la baie de Biafra.

3. La Zone de Confluence Interocéanique est la limite diffuse qui marque la confluence entre les influences des anticyclones maritimes atlantique et indien (Wauthy (1983)).

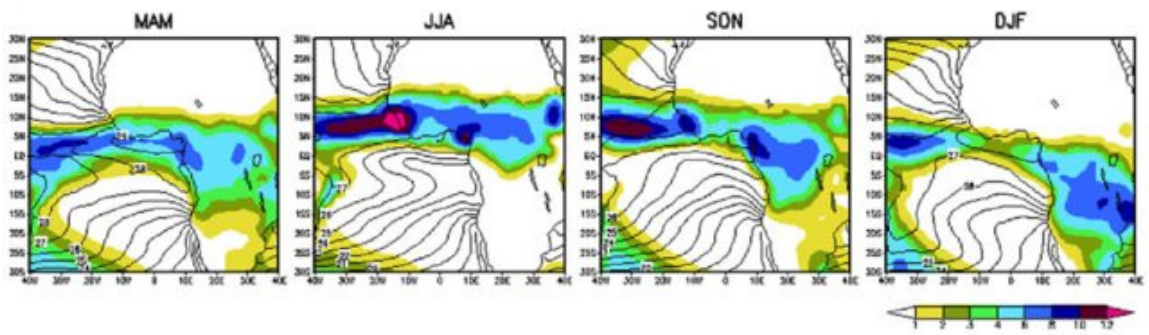


FIGURE 1.3 – Cycle saisonnier des précipitation dans le bassin de l'Atlantique tropical Est, englobant le la région du Golfe de Guiné. Le linges de contour noirs représentent la Température de Surface de la Mer (SST). [D'après Materia et al. (2012)].

Les fleuves Bandama (~ 263 m^3/s), Cavally (~ 575 m^3/s), Comoé (~ 106 m^3/s), Couanza (~825 m^3/s), Kouilou (~ 856 m^3/s), Nyanga, Ogooue (~ 4 706 m^3/s), Sanaga (~ 2 072 m^3/s), Sassandra (~ 541 m^3/s), et le Volta (~ 1 210 m^3/s) [4] constituent aussi d'importantes sources d'eau douce qui contribuent potentiellement aux variations thermohalines des couches superficielles océaniques du Golfe de Guinée. Cependant, il subsiste un manque de données historiques robustes pour l'ensemble de ces bassins fluviaux. Dans ce manuscrit, seul les deux principaux grands fleuves Niger et Congo sont pris en considération. Leurs impacts sur les propriétés thermohalines des couches superficielles du Golfe de Guinée sont analysés.

1.3 Caractéristiques des panaches d'eau douce dans le Golfe de Guinée.

1.3.1 De l'observation des panaches d'eau douce

Historiquement, les premières observations des impacts des flux d'eau douce (précipitations et décharges des fleuves) sur les propriétés thermohalines de la couche superficielle du Golfe de Guinée, remontent dans les années 1950, grâce aux campagnes de mesures hydrologiques de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM, organisme aujourd'hui remplacé par IRD – Institut de Recherche pour le Développement). Avec ces mesures hydrologiques, Berrit and Donguy (1964) ont pu révéler pour la première fois les caractéristiques thermohalines des eaux superficielles de l'Est du Golfe de Guinée. Ces auteurs ont montré que les masses d'eau superficielles plus proches des côtes, affichent une dessalure assez marquante (SSS<34,5) associée à des températures élevées (SST>28°), du nord de l'embouchure du fleuve Congo (~ 5°S) jusque dans la baie

4. Les informations de débit moyen de ces fleuves secondaires du Golfe de Guinée sont de source Wikipédia

de Biafra dans le fond Est du Golfe de Guinée (voir figure 1.4). Ces dessalures observées sont caractérisées par des isohalines (SSS<34,5) parallèles aux côtes et en direction Nord-Ouest. Cependant, du fait du caractère ponctuel et de la faible couverture spatiale de ces mesures hydrologiques, la variabilité spatio-temporelle aux échelles saisonnières à interannuelles des panaches d'eau douce dans cette région demeure peu documentée.

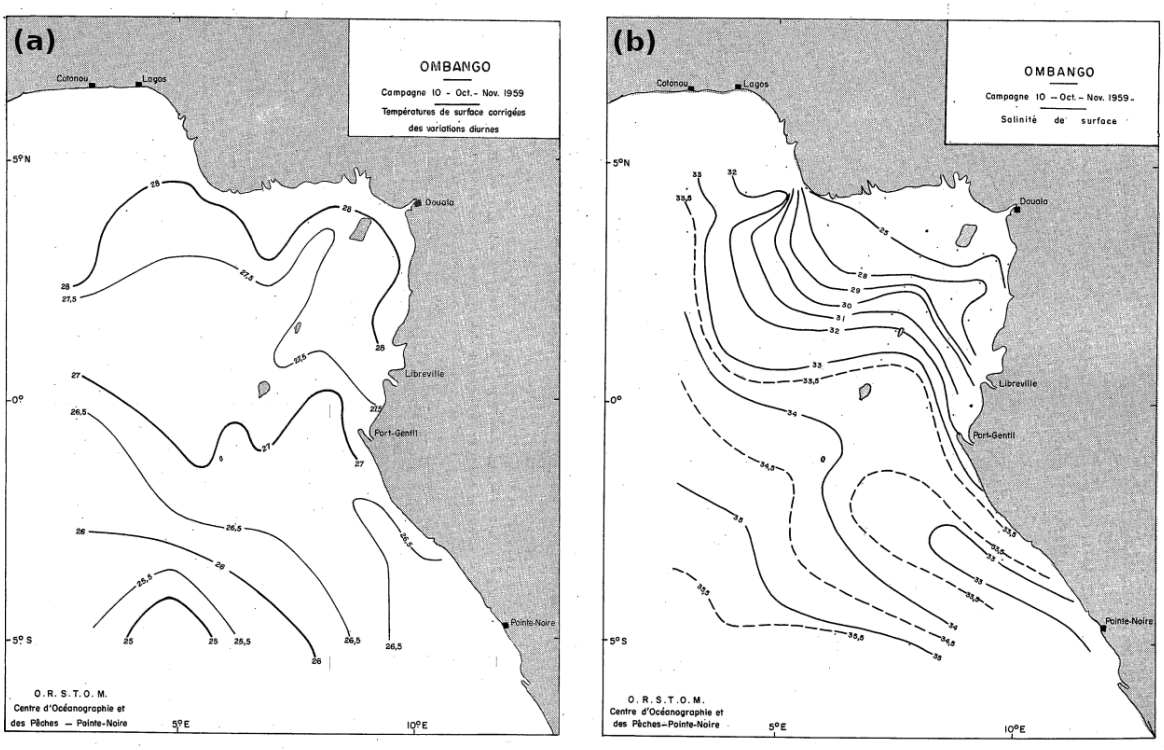


FIGURE 1.4 – Premières observations historiques des caractéristiques thermohalines des eaux superficielles du Golfe de Guinée : (a) SST et (b) SSS durant la campagne de l'OMGANGO du 10 octobre 1959 – ORSTOM. D'après Berrit and Donguy (1964).

Par suite des activités des campagnes de recherche océanographique des décennies suivantes (1977-2002), Reverdin et al. (2007), en combinant l'ensemble des données hydrologiques (notamment la SSS) disponibles, ont pu réaliser une climatologie mensuelle des cartes de la SSS dans le bassin de l'Atlantique tropical. Cette base de données climatologiques a permis de mettre en évidence les zones de forte variabilité saisonnière de la SSS de la région du Golfe de Guinée (Da-Allada et al. (2013); Reverdin et al. (2007)). Des variabilités saisonnières de la SSS de l'ordre $\sim 2pss$ sont observées dans les zones influencées par les précipitations et les décharges des fleuves Congo et Niger (voir figures 1.5a et 1.5b). Cependant, du fait de la faible densité spatiale (données éparses) et le caractère temporel discontinu des mesures hydrologiques considérées (voir figures 1.5c-1, 1.5c-2, 1.5d-1 et 1.5d-2), cette variabilité saisonnière observée ne représente que 20% de la variance de la SSS (Reverdin et al. (2007)). Par conséquent, la variabilité spatio-temporelle intra-saisonnière à saisonnière des panaches d'eau douce en termes de régime d'extension

vers le large et de dissipation ainsi que leur influence sur la stratification thermohaline des couches superficielles, constitue des points non encore élucidés.

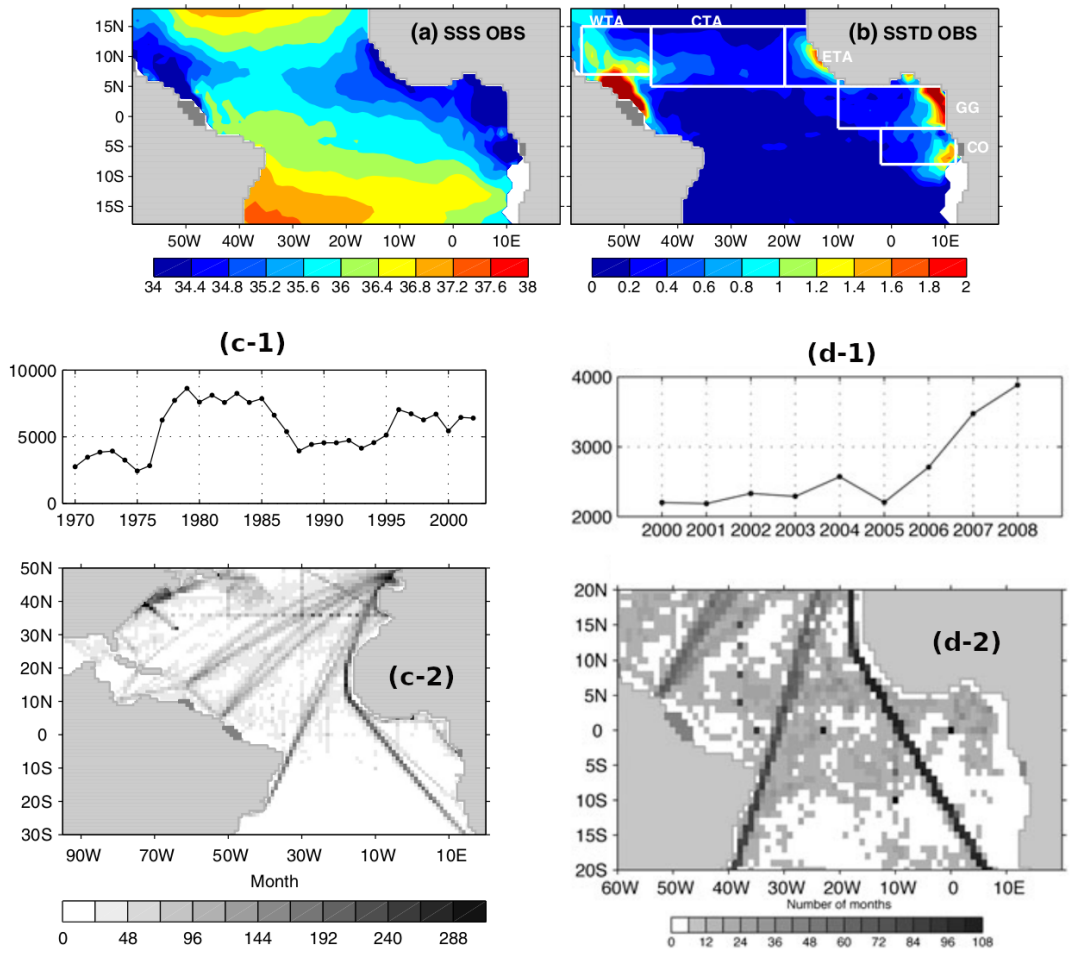


FIGURE 1.5 – (a) Climatologie moyenne annuelle de la SSS sur la période de période de 2002-2008, avec l'écart type saisonnier associé en (b) [D'après Da-Allada et al., 2013]. (c-1) nombre de points de données par grille de 1°x1° sur la période de 1977-2002 avec leur distribution spatiale du nombre de mois associés en (c-2) pour la climatologie de Reverdin et al., 2007. (d-1, d-2) même chose de que (c-1, c-2) pour pour la période de 2002-2008, en complément de la climatologie de Reverdin et al., 2007 [D'après Da-Allada et al. (2013)].

L'avènement des mesures hydrologiques par télédétection dans les années 2010, notamment par les satellites SMOS (de l'ESA [5]), Aquarius et SMAP (de la NASA [6]), a permis une amélioration considérable de la quantification des variabilités spatio-temporelles de la salinité de surface associée aux panaches d'eau douce des océans, en particulier dans la région du Golfe de Guinée (Chao et al. (2015); Fournier et al. (2015, 2016, 2017a); Reul et al. (2014b); Tzortzi et al. (2013)). En effet, avec les premières observations du satellite SMOS (pour l'année 2010), Tzortzi et al. (2013) ont révélé une variabilité saisonnière de

5. ESA : Agence Spatiale Européenne.
6. NASA : National Aeronautics and Space Administration

SSS d'amplitude de l'ordre de $\sim 6,5\ pss$, induite par les précipitations et les décharges des fleuves dans l'Est du Golfe de Guinée. Reul et al. (2014b) quant à eux, grâce aux trois premières années d'observation du satellite SMOS, ont pu apporter une première compréhension de la dynamique spatio-temporelle saisonnière des panaches d'eau douce du Golfe de Guinée. Ces auteurs ont montré que les signaux de faible SSS associés aux panaches se propagent le long des côtes et vers le large en direction Nord-Ouest, en consistance avec les observations de Berrit and Donguy (1964).

En particulier, l'extension maximale du panache d'eau du fleuve Congo est observée à près de ~ 800 km de la côte. Ces observations de SMOS ont permis de combler les zones de manque de données de mesures in situ dans cette région (voir figure 1.6). Cependant, les observations SSS SMOS durant la période de 2010, présentent des biais systématiques de l'ordre de l'unité, dus (i) aux problèmes de reconstruction d'image, de (ii) calibration des instruments de mesure du satellite et des (iii) contaminations par des interférences radiométriques proche des continents ainsi que les biais côtiers (Boutin et al. (2012, 2013)). Reul et al. (2014b) ont suggéré que bien que les observations SSS SMOS étaient sujettes à des améliorations continues et soutenues, la combinaison des données des courants de surface, des champs de SST, des précipitations et des débits de décharge des fleuves, serait indispensable à la quantification des processus source des variations dans le cycle hydrologique local et de leurs implications dans les variations thermohalines des couches superficielles du Golfe de Guinée. En outre, Hopkins et al. (2013) ont souligné que la dynamique spatio-temporelle des panaches d'eau douce est difficilement identifiable dans les champs de SST. De même, les mesures de couleur de l'eau ou de chlorophylle-a se sont révélées être un bon traceur de la distribution spatio-temporelle des panaches, mais restent cependant difficilement quantifiable dans la région du Golfe de Guinée, à cause du couvert nuageux quasi-permanent et de la contamination optique proche des côtes qui inhibent l'observation depuis l'espace. Les mesures d'observations de SSS in situ et par satellite constituent donc un moyen optimal d'analyse des variations spatio-temporelles des panaches d'eau douce et de leurs impacts sur les propriétés thermohalines des couches superficielles (Alory et al. (2012); Fournier et al. (2017a); Hopkins et al. (2013)).

Dans notre étude, nous allons nous intéresser à l'analyse des variations spatio-temporelles des panaches d'eau douce, des petites échelles d'ordre journalier aux échelles saisonnières, grâce à l'ensemble des observations SSS (SMOS et SMAP) et des mesures hydrologiques et dynamiques (TSG, CTD, Argo, ADCP...) dont la densité spatio-temporelle a considérablement augmenté suite à la régularité des campagnes de mesures et la couverture croissante du réseau Argo dans la zone (cf. chap. 2). Un intérêt particulier sera accordé à la quantification des processus contrôlant la dynamique saisonnière des panaches, ainsi que leurs impacts sur la stratification thermohaline des couches superficielles.

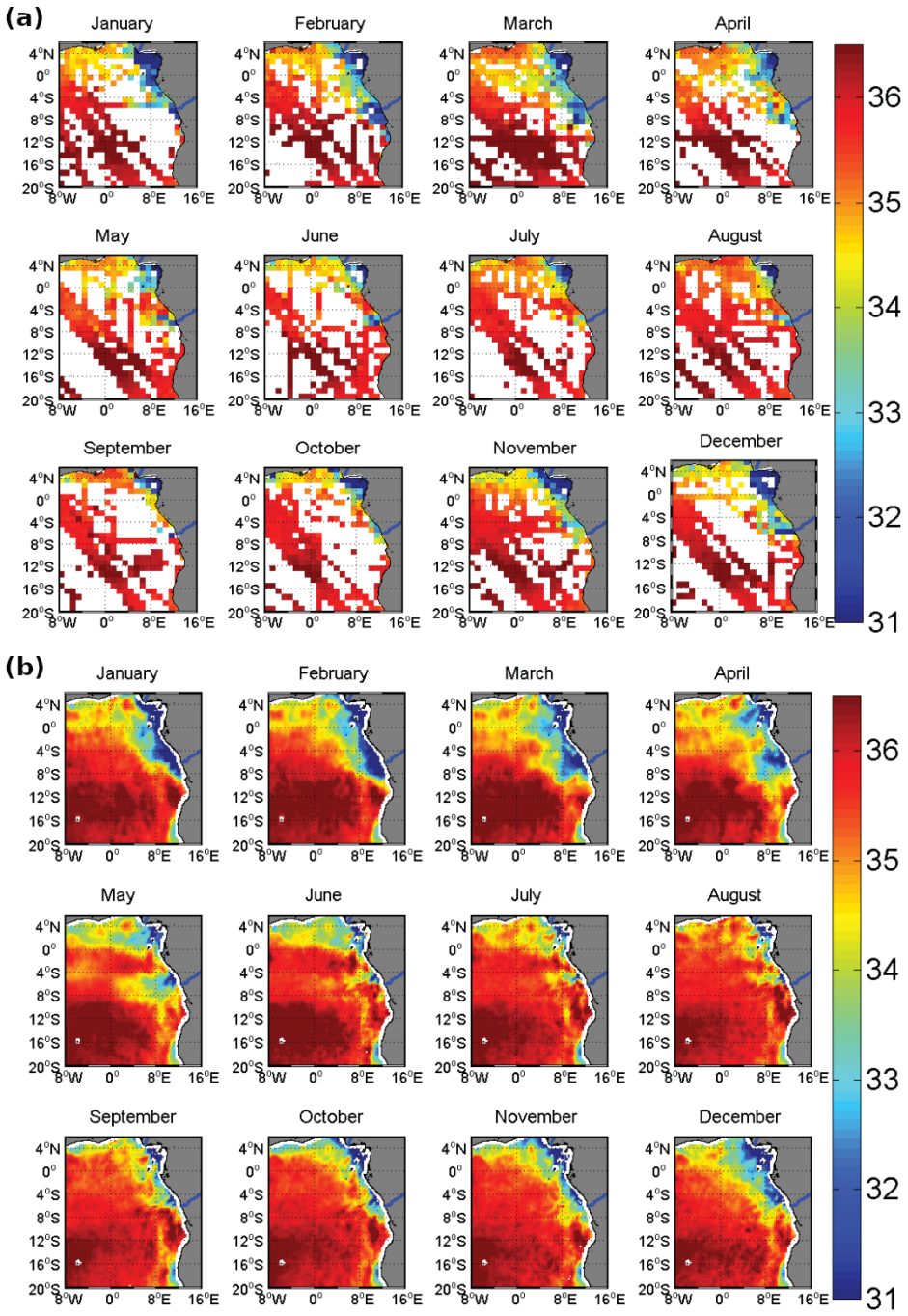


FIGURE 1.6 – Climatologie mensuelle moyenne de la distribution spatio-temporelle saisonnière de la SSS dans la régions du Golfe de Guinée : (a) avec la climatologie de Reverdin et al., 2007 (sur la période de 1977-2002) ; (b) avec les observations SSS SMOS sur la période de 2010-2012. [D'après Reul et al. (2014b)].

1.3.2 De l'impact des panaches d'eau douce sur la stratification thermohaline verticale

La stratification des couches de surface des océans est modulée par toute perturbation physique d'ordre externe ou interne, laquelle présente des caractéristiques ayant tendance

à homogénéiser ou à renforcer la stratification thermohaline dans la colonne d'eau. En effet, les précipitations couvrant la surface de la mer, réduisent la densité des eaux dans les couches supérieures, renforçant ainsi la stratification proche de la surface et soutenant le panache d'eau douce formé par la pluie (Boutin et al. (2013); Henocq et al. (2010); Schlössel et al. (1997); Price (1979); Price et al. (1986)). En Atlantique équatorial, des précipitations de plus de 11 mm/h associées à de condition de vent faible ($\sim$ 5 m/s), induisent une diminution de la température et de la salinité d'environ $\sim 0,76$°C et $\sim 2pss$ respectivement, dans la fine couche de surface d'environ 1-m de profondeur, à une échelle temporelle d'ordre quasi journalier (Henocq et al. (2010); Miller (1976)).

Dossa et al. (2019) ont montré que la dynamique de masse d'eau de surface sous influence des précipitations et des décharges du fleuve Niger, est associée à de forts gradients verticaux de salinité et à la formation de structures de barrière de sel au sein de la couche superficielle dans le Nord du Golfe de Guinée. Ces auteurs ont révélé que la variabilité saisonnière de l'épaisseur de la couche de barrière de sel, limite la profondeur de la couche mélangée de surface dans cette région. S'agissant des processus physiques, Dossa et al. (2019) ont fait l'hypothèse que la variabilité saisonnière de l'épaisseur de la couche de barrière de sel serait due aux processus d'advection horizontale des flux de masses d'eau de faible salinité associées aux précipitations et aux décharges du fleuve Niger. Les processus physiques contrôlant la stratification thermohaline et l'impact de la couche de barrière de sel sur la SST dans le Nord du Golfe de Guinée, restent cependant encore méconnus. Aussi, la stratification thermohaline de la couche de surface sous influence de la dynamique du panache du fleuve Congo dans le Sud-Est du Golfe de Guinée reste encore très peu documentée (et quasi inexplorée). Or la SST, bien que présentant les plus fort biais dans les modèles climatiques de la région du Golfe de Guinée (Zuidema et al. (2016)), joue un rôle clé pour la mise en place de la Mousson Ouest-Africaine au printemps-été boréal (Leduc-Leballeur et al. (2013)). La compréhension et la quantification de la variabilité de la stratification thermohaline des couches de surface (notamment les structures de couche de barrière de sel) induite par la dynamique des panaches d'eau douce dans cette région sont donc cruciales pour une meilleure paramétrisation des modèles de circulation générale océanique ainsi que des modèles couplés océan-atmosphère. Une meilleure intégration du fort gradient de salinité dans les couches de surface réduirait considérablement les forts biais de SST des modèles couplés dans l'Est de l'Atlantique Tropical (Breugem et al. (2008)).

1.4 Circulation océanique du Golfe de Guinée

La circulation océanique par forçage du vent à la surface de l'océan, la variation du niveau de la mer par gradient horizontal de pression et la déviation des flux de masse d'eau par la force de Coriolis due à la rotation de la terre, constituent les principaux moteurs

des courants océaniques. En réponse à la variabilité de ces composantes de la circulation d'une part, et de la morphologie topographique du bassin de l'Atlantique tropical, on observe une série de courants (de grande échelle comme régionale) dans le Golfe de Guinée, tant superficiel que de subsurface. La variabilité intra-saisonnière à interannuelle de ces courants contribue aux variations thermohalines dans les couches de surface par divers processus physiques notamment l'advection de salinité et de température. L'ensemble de ces courants sont décrits dans les sous-sections suivantes.

1.4.1 Circulation superficielle

La circulation superficielle dans le Golfe de Guinée est structurée par différents courants à forte composante zonale, tant régional que grande échelle. En effet, la dynamique de la circulation dans des couches de surface est principalement gouvernée par le Courant Sud Équatorial (SEC : « South Equatorial Current »), orienté d'Est en Ouest à toutes les saisons (voir figure 1.7). Il s'intensifie en printemps-été boréal dû au renforcement méridien des alizés du Sud-Est en ces périodes. Ce courant de grande échelle est subdivisée en quatre branches :

- • nSEC : la branche nord de SEC, située au nord de l'équateur,
- • eSEC : la branche équatoriale de SEC, située au Sud et proche de l'équateur,
- • cSEC : la branche centrale de SEC, située au nord de 5°S,
- • sSEC : la branche sud de SEC qui couvre largement la zone du Sud-Ouest (sous 10°S) du Golfe de Guinée. Il représente une composante de la gyre subtropicale Sud de l'Atlantique.

Le SEC est principalement alimenté par le courant de Benguela en provenance du Sud-Est de l'Atlantique (le long de la Namibie et de l'Angola). Il présente une faible variabilité saisonnière dans sa composante Sud (Stramma et al. (2003)). Cependant les amplitudes du SEC, dans ses composantes équatoriales, exhibent une variabilité saisonnière à forte dominance semi-annuelle à l'Est de 5°W dans le Golfe de Guinée (Richardson and McKee (1984)).

Entre les composantes eSEC et sSEC, se trouve le contre courant sud équatorial (SECC : « South Equatorial Counter Current »), qui s'écoule d'Ouest en Est. Au Sud-Est, on note la présence du courant Angola (AG : « Angola Current ») qui est un courant de bord Est, avec une structure de surface orientée vers le Sud au large d'Angola. L'ensemble des courants SECC et AG combiné avec le front Angola-Benguela (« Angola-Bengula frontal Zone ») forme la structure de surface du dôme d'Angola (« Angola Gyre ») (Lass and Mohrholz (2008); Stramma et al. (2003)).

Au Nord du Golfe de Guinée au-dessus de nSEC, se trouve le courant de Guinée (GC : « Guinea Current »), qui est un courant permanent, principalement zonal et orienté d'Ouest en Est. Le GC est alimenté par le contre courant équatorial Nord (NECC : « North

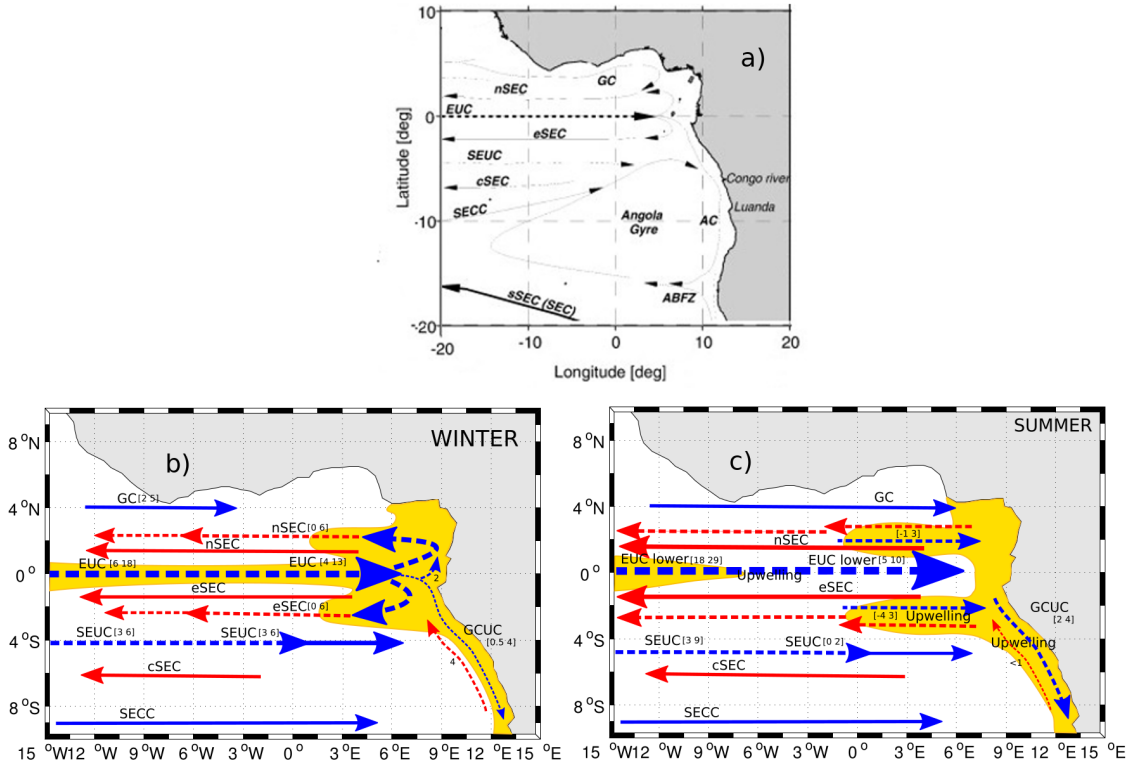


FIGURE 1.7 – Schéma de la circulation de surface et de subsurface dans le Golfe de Guinée. a) état moyen de la circulation (tiré et modifié de Lass and Mohrholz (2008)) ; b-c) structure schématique de la variabilité saisonnière de la circulation dans le Golfe de Guinée (D'après Kolodziejczyk (2008)). Les valeurs affichées entre crochets représentent des fourchettes de transport de masse d'eau (Sv) relié aux différents courants, que Kolodziejczyk (2008) a estimé à partir des observations. Les flèches en trait plein (tiret) représentent les courant de surface (subsurface) . EUC : Sous Courant Équatorial ; GC : Courant de Guinée ; GCUC : Sous Courant Congo-Gabonais ; nSEC : branche nord, eSEC : branche équatoriale et cSEC : branche centrale du Courant Équatorial Sud ; SECC : Contre-Courant Équatorial Sud ; SEUC : Sous-Courant Équatorial Sud. Le fond de couleur jaune représente les zone d'Upwelling équatorial et du bord Est dans le Golfe de Guinée (c'est-à-dire les lieux de présence de masses d'eau subtropicales salées). **Note** : les couleurs des flèches sont indifférentes aux types de courants de surface ou de subsurface.

Equatorial Counter Current ») et affiche son pic maximal de vitesse en été boréal, dû la rétroflexion saisonnière au bord Ouest (au Nord-Est du Brésil) du nSEC (Bourlès et al. (1999); Grodsky et al. (2012); Richardson and Reverdin (1987)). En hiver boréal, le GC présente un renversement vers l'Ouest au fond du Golfe de Guinée, qui semble être lié au relâchement du NECC (Bakun (1978); Boisvert (1967); Lemasson and Rebert (1973); Longhurst and Gallardo (1962); Richardson and Philander (1987)).

1.4.2 Circulation de subsurface

La circulation de subsurface dans le Golfe de Guinée est principalement pilotée par le Sous-Courant Équatorial (EUC : « Equatorial Under Current »), centré à l'équateur et qui se dirige vers l'Est. Il se situe au niveau de la thermocline superficielle et est une composante prépondérante pour l'équilibre des masses d'eau subtropicales superficielles

(Bourlès et al. (2008)). Il est alimenté par les eaux chaudes et salées en provenance des régions subtropicales, au travers de la rétroflexion du Courant Nord Brésilien, à l'ouest du bassin de l'Atlantique tropical (Hénin and Hisard (1987); Peterson and Stramma (1991)). Un peu plus en profondeur (en dessous de 100-m), on distingue deux veines de Sous-Courants Équatoriaux Nord et Sud (SEUC : « South Equatorial Under Currrent » et NEUC : « North Equatorial Under Currrent ») qui semblent s'incurver en direction des pôles (une tendance à s'écarter de l'équateur), à l'approche du continent africain (voir figure 1.8). Le SEUC contribue à l'alimentation du gyre d'Angola en recirculant vers le Sud (Gordon and Bosley (1991)).

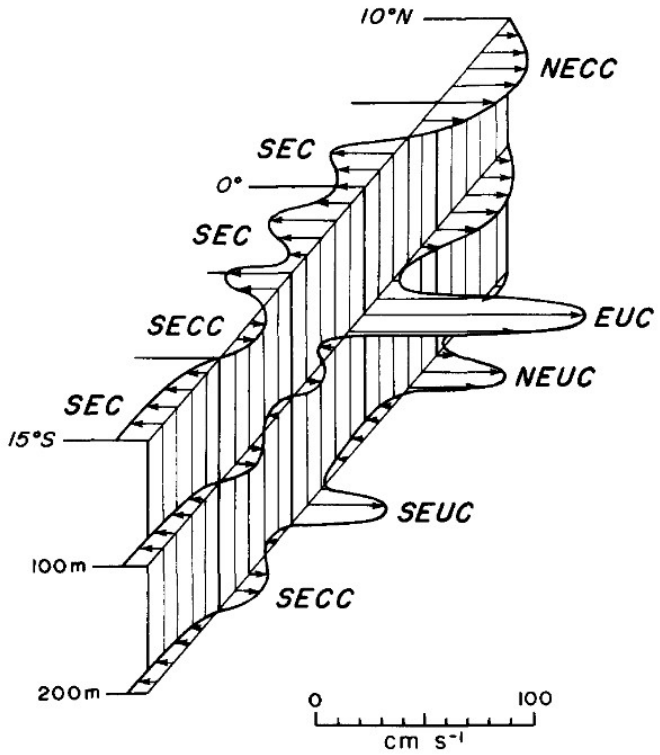


FIGURE 1.8 – Vue schématique zonale de la circulation moyenne de surface et subsurface dans l'océan Atlantique équatorial. le Contre Courant Nord Équatorial (NECC), le Courant Sud Équatorial (SEC), le Contre-Courant Sud-Équatorial (SECC), le Sous-Courant Équatorial (EUC), le Sous-Courant Nord-Équatorial (NEUC) et le Sous-Courant Sud-Équatorial (SEUC). D'après Peterson and Stramma (1991).

Au bord Est dans la thermocline, on observe la présence du Sous-Courant Congo-Gabonais (GCUC : « Gabon-Congo Under Current »), circulant le long des côtes au Sud de l'équateur (voir figures 1.7b et 1.7c). Il présente une forte variabilité entre hiver-printemps et est caractérisé par des masses d'eau plus salée, qui semblent résulter de la recirculation vers le Sud du noyau de sel de l'EUC (Hisard and Morlière (1973); Kolodziejczyk et al. (2014); Philander and Pacanowski (1984)).

On distingue aussi le Sous Courant de Guinée au nord du Golfe de Guinée, orienté vers l'Est et complètement déconnecté du GC, dont la variabilité saisonnière demeure une

question ouverte (Bonou (2011); Ta Bi Ladji (2011)).

1.4.3 Variabilité saisonnière de l'EUC

L'EUC est un courant zonal dont le noyau est composé de masse d'eau plus salée ($> 36,5\ pss$) et concentrée en oxygène ($> 150\mu mol/kg$) d'origine subtropicale (figure 1.9). A 10°W, le cycle saisonnier de la dynamique de ce courant affiche une forte amplitude (>80 cm/s) au printemps boréal (Kolodziejczyk et al. (2009)). Dans le GG, durant cette saison, le noyau salé de l'EUC affleure en surface, contribuant à l'augmentation de la SSS par des processus de remontée d'eau de subsurface, de mélange vertical et par intensification du cisaillement entre le SEC et l'EUC (Da-Allada et al. (2017); Schlundt et al. (2014)). Cette intensification de SSS est corrélée avec le phénomène de refroidissement saisonnier (avril-mai) de la SST dans cette région : la langue d'eau froide (ou « Atlantic Cold Tongue »), associé à la divergence équatoriale ou upwelling équatorial (Kolodziejczyk et al. (2014); Schlundt et al. (2014)).

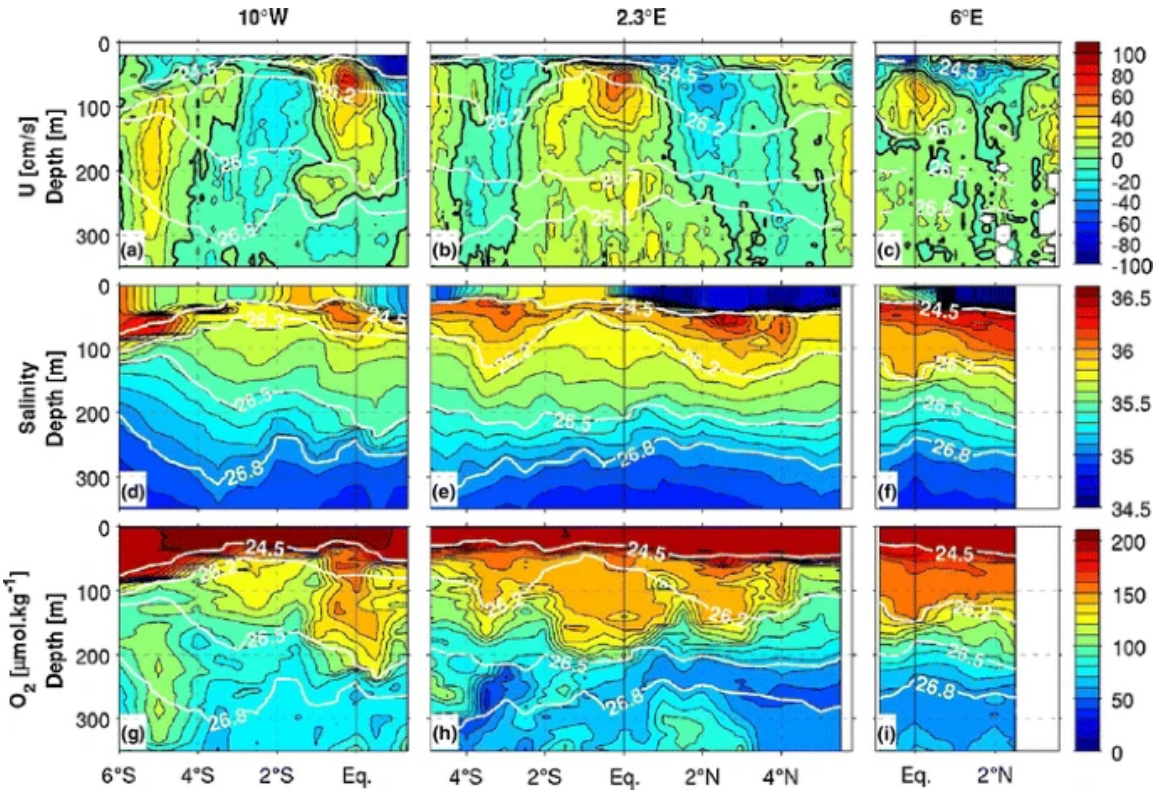


FIGURE 1.9 – Sections méridiennes à 10.W (à gauche), 2,3°E (au centre) et à 6°E (à droite) de la vitesse zonale U (cm/s, en haut), de la salinité (pss, au milieu) et l'Oxygène dissous O_2 (µmol/kg, en bas) mesurés durant la campagne EGEE5 en 2007, dans l'Atlantique tropical Est. Les isopycnes 24.5, 26.2, 26.5 et 26.8 sont superposés en lignes de couleur blanche. [D'après Kolodziejczyk et al. (2014)].

Dans le fond du Golfe de Guinée, la terminaison de l'EUC affiche une recirculation de part et d'autre de l'équateur, vers le Nord-Ouest et vers le Sud-Ouest. L'intensité de l'EUC s'affaiblit vers la fin de l'été boréal, où le maximum de SSS disparaît le long de

l'équateur (Kolodziejczyk et al. (2014)). Ainsi la dynamique saisonnière de l'EUC et sa terminaison dans le fond du Golfe de Guinée est déterminant dans la distribution spatio-temporelle des panaches d'eau douce en termes d'expansion et de dissipation vers large dans cette région.

Chapitre 2

Données et Méthodologies

2.1 Préambule

Le chapitre précédent a fait l'état de l'art regroupant les caractéristiques et les variabilités principales de la région du Golfe de Guinée. Dans le présent chapitre, l'ensemble des données et outils utilisés pour les analyses effectuées dans ce manuscrit sont décrits. Dans un premier temps, les données et produits in situ sont présentés (section 2.1). Ensuite, les observations satellites et de flux d'eau douce de surface ainsi que les données de mesures des courants océaniques sont présentées dans les sections 2.2, 2.3 et 2.4 respectivement. La section 2.5 présente les données de réanalyse GLORYS Mercator utilisées avec l'outil d'analyse lagrangienne ARIANE, décrit dans la section 2.6. La section 2.7 est consacrée à la description des méthodes de quantification des caractéristiques thermohalines de la couche superficielle. Les méthodes d'estimation des courants géographiques et d'Ekman aux échelles horizontales et verticales associées au panache du fleuve Congo, y sont aussi décrites.

2.2 Données et Produits de mesures in situ

Les données d'observations et produits in situ ont permis la validation des mesures SSS satellite d'une part, ainsi que l'évaluation de la stratification thermohaline dans la couche superficielle et l'estimation des profils verticaux de la vitesse géostrophique au sein de cette couche, d'autre part.

2.2.1 SSS thermosalinographes des navires

Historiquement, la mesure de la SSS au moyen des navires a été rendue possible par des collectes d'échantillons d'eau dans des bouteilles de prélèvement, dites de « Nansen » lors d'expéditions sporadiques en mer, ainsi que via des prélèvements par seau d'eau en surface ou provenant des prises d'eau de la salle des machines des navires des lignes maritimes régulières (Alory et al. (2015); Maes et al. (2013); Saur (1980)). En effet, le principe de prélèvements par bouteilles Nansen a été développé dès le début du XX^e siècle par l'océanologue et explorateur polaire Fridtjof Nansen. C'est un dispositif utilisé pour prélever de l'eau de mer à une profondeur donnée. La bouteille, fixée au bout d'un

câble, est immergée jusqu'à la profondeur voulue, et une masse appelée « messager » est envoyée le long du câble. Lorsque le messager atteint la bouteille, un mécanisme provoque la fermeture de la bouteille par retournement de cette dernière. Des améliorations de ce dispositif ont permis plus tard au cours du même siècle, la mise au point d'un autre dispositif connu sous le nom de : bouteille de Niskin munie de deux ouvertures et dont le messager ne provoque point de retournement de bouteille et qui, de nos jours, est équipée d'électrovannes.

Depuis la dernière décennie du XX^e siècle, la collecte des données SSS au moyen des navires se fait essentiellement grâce au Thermosalinographe (TSG). Le TSG est un appareil qui mesure en continu la température et la conductivité de l'eau de mer, lesquelles sont utilisées pour calculer la salinité de l'eau de mer (Alory et al. (2015); Hénin and Grelet (1996)). Le TSG est généralement installé à bord des navires marchands associés au programme d'observation VOS (« Voluntary Observing Ships ») ou des navires de recherche océanographique, sur l'un des circuits d'entrée d'eau de la salle des machines (voir figure 2.1).

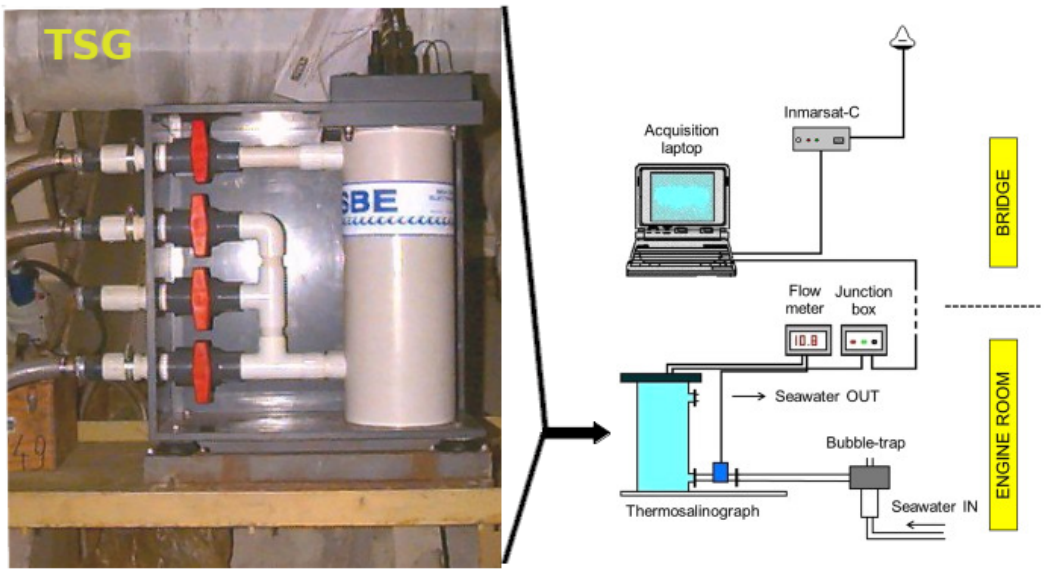


FIGURE 2.1 – À gauche : un exemple d'un TSG installé à bord d'un navire, équipé de capteurs de température et de conductivité de l'eau de mer. À droite : schéma du système complet d'installation d'un TSG à bord d'un navire (d'après Alory et al. (2015)). Ce système comprend : le TSG muni d'un assemblage de pompes d'entrée et de sortie d'eau avec système de contrôle de bulle d'air et de débitmètre, tous installés dans la salle des machines du navire (« ENGINE ROOM ») ; puis via une boîte de jonction (« Junction box »), connectée à un ordinateur d'acquisition des données (« Acquisition laptop ») et un système de transmission de données par satellite Inmarsat-C, tous installés dans la salle de contrôle du navire (« BRIDGE »).

Le flux d'eau entrant dans le TSG, est pris le plus proche possible de la coque du bateau, dans une gamme de profondeur de 5-10m, avec un pompage d'eau de l'ordre de 10-50L/min, régulé par le débitmètre («flow-meter»). Il est relié via une boîte de jonction a un ordinateur installé dans la salle de contrôle du bateau, et est connecté à un transmetteur satellite Inmarsat-C [1] , incluant un système de localisation GPS, pour la géolocalisation des données. L'ensemble de cette installation est régulièrement inspecté et remis à niveau, afin d'éviter tout dérapage de mesure.

Le TSG étant en opération continuelle, il mesure toutes les 15 secondes, la température et la salinité de surface de l'océan. Cependant, seules les valeurs médianes sur un intervalle temporel de 5-min de ces variables sont enregistrées. Ce qui correspond à des données de haute résolution spatiale de l'ordre de 2,5 km (voir figure 2.2).

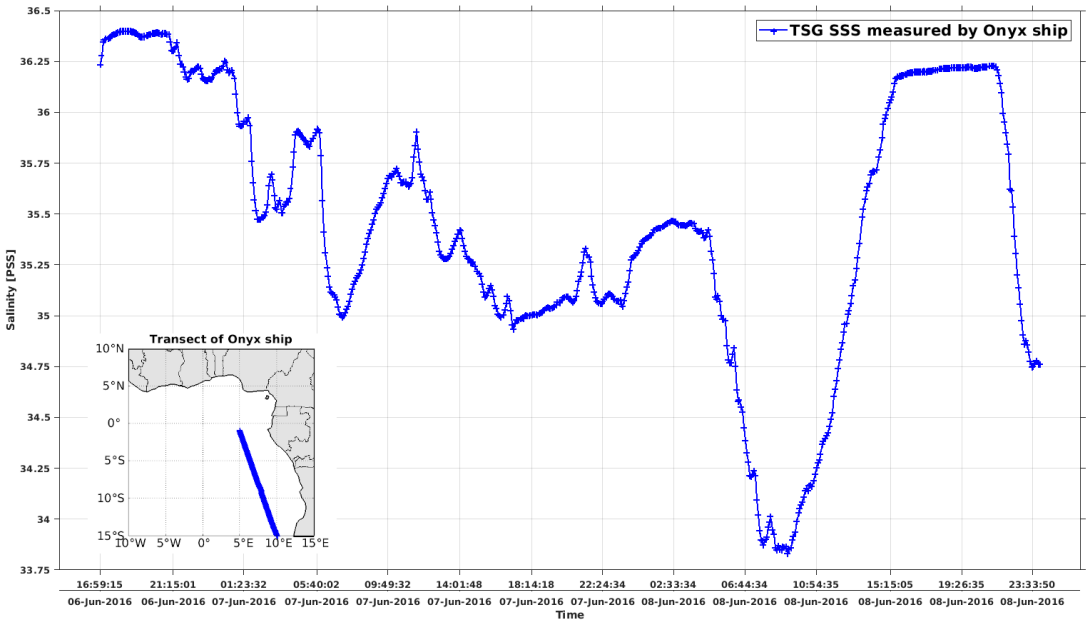


FIGURE 2.2 – Série temporelle de SSS mesurée par le TSG installé au à bord du navire Onyx, durant son parcours dans le Sud-Est du Golfe de Guinée sur la période de 06-08 juin 2016.

La méthode de traitement et de distribution de ces données s'opère suivant deux modes distincts avec des chaînes de contrôle de qualité différentes :

-» Le mode de traitement autonome automatique en temps réel : ce mode consiste à tester et valider automatiquement les mesures de salinité et de température, suivant des critères de protocole de traitement – PC (PC : « Processing Code ») prédéfinis avec le standard établi par le programme GOSUD [2] (GOSUD (2003)). Ce standard repose sur des comparaisons d'analyses statistiques (« moyenne », « écart-type » et « médiane ») avec des données de SSS du World Ocean Atlas (Antonov et al. (2006))et SST (Reynolds et al.

1. Inmarsat-C : «INternational MARitime SATellite», où la lettre «C» caractérise la version miniaturisée de communication n'assurant pas la transmission par la voix.
2. GOSUD : Global Ocean Surface Underway Data (`http://www.gosud.org/About-GOSUD`)

(2002))climatologiques de référence. Ces mesures traitées en temps réel sont transmises automatiquement par échantillons de données toutes les heures, du navire vers le centre de post-traitement du Service Nation d'Observation SSS (SNO SSS, France) coordonné par le LEGOS [3], par mail via le système satellite Inmarsart-C. Seules les mesures TSG répondant aux critères de traitement et de contrôle de qualité en temps réel $PC = 2$ sont rendues disponibles, afin de minimiser les erreurs associées à ce mode de traitement. Le critère $PC = 2$ est défini sous les conditions suivantes :

$$
\begin{gathered}
-\,90° \leq latitude \leq +90°\,; \\
-180° \leq longitude \leq +180°\,; \\
1 \text{ pss} \leq Salinité \leq 50\text{pss}\,; \\
-5°\text{C} \leq Température \leq 35°\text{C}\,; \\
SSS_{WOA} - 3 * STD_{saisonnier} \leq Salinité_{TSG} \leq SSS_{WOA} + 3 * STD_{saisonnier} \\
SST_{Reynolds} - 3 * STD_{interannuel} \leq Température_{TSG} \leq SST_{Reynolds} + 3 * STD_{interannuel}
\end{gathered}
$$

Il faut noter que la disponibilité des données TSG en temps réel dépend de la vitesse du navire : aucune donnée n'est transmise si la vitesse du navire est inférieure à 3-5 nœuds. Le schéma complet de toute la chaîne d'acquisition, de transmission et traitement automatique est résumé dans la figure 2.3.

-» Le mode de traitement en temps différé : ce mode consiste à un traitement post-collecte des données TSG au laboratoire au moyen du logiciel TSGQC (`http://www.ird.fr/us191/spip.php?article63`). En effet, au bout d'un voyage complet du navire, l'ensemble des données TSG ainsi que les échantillons d'eau collectés journellement, sont récupérés et le système de mesure du TSG est réinitialisé. La salinité des échantillons d'eau collectés est ensuite analysée au laboratoire [4] à l'aide du salinomètre avec une précision de $0,005$ pss. En suite des données Argo de salinité de surface (5-10m) sont co-localisées avec ces échantillons d'eau collectés. Par suite, ces données discrètes de salinité sont utilisées pour la correction des mesures de salinité TSG par ajustement de courbe. Chaque donnée discrète de salinité est comparée aux données TSG lissées et moyennées sur une fenêtre de 1-heure centrée sur le temps d'échantillonnage. Le lissage consiste essentiellement à exclure récursivement les données de cette fenêtre jusqu'à ce que les données restantes soient toutes dans la plage d'écart-type de $\pm\, 0,1$ pss autour de leur moyenne (Alory et al. (2015)).

Au terme de ce processus en temps différé, les données de salinité et de température TSG sont rendues disponibles pour la recherche, avec les qualificatifs flagués de : « Good », « Probably Good », « Probably Bad » « Bad » et « Harbor ».

3. LEGOS : Laboratoire d'Étude en Géophysique et Océanographie Spatiale, est le site de traitement des données TSG du service d'Observation de la SSS (SSS-OS) de la France, basé à Toulouse.

4. Les étapes de traitement des données en mode différé sont assurées par l'Unité de Service Instrumentation, Moyens Analytiques, Observation en Géophysique et Océanographie (US IMAGO) à Brest. Les analyses des échantillons d'eau de mer sont effectuées au SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) et parfois par US IMAGO.

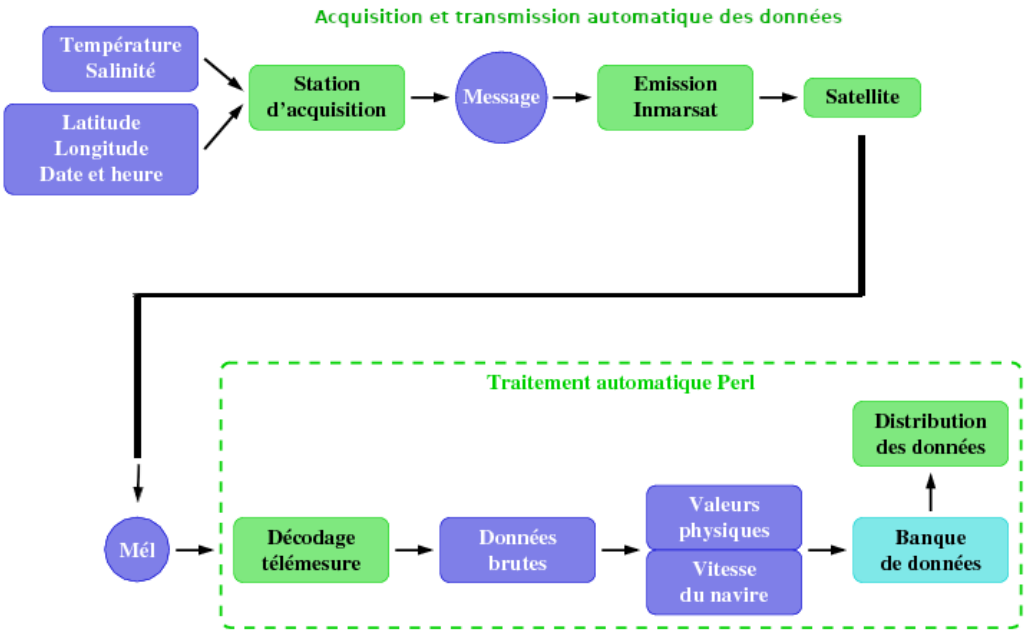


FIGURE 2.3 – Schéma de la chaîne d'acquisition, de transmission et de traitement automatique des mesures de salinité et de température TSG. L'algorithme de traitement automatique est codé dans le langage informatique Perl. Image modifiée adaptée et adaptée du site web du Service d'Observation de la Salinité : `http://www.legos.obs-mip.fr/fr/share/soa/cgi/getobs/v0.2a/index.pl.cgi?contexte=SOA&donnees=TSG&suivi=TPS-REEL&env=NAVIRE&menu=DOC`.

Il faut noter que les données de température TSG constituent une variable fondamentalement utilisée pour le calcul de la salinité et le contrôle de qualité de la salinité (comme indiqué ci-dessus) d'une part, et pour diagnostiquer des problèmes de surchauffe du système TSG d'autre part. Dans ce manuscrit, nous nous sommes intéressés principalement aux données SSS TSG.

Ainsi, l'exploitation des lignes commerciales à travers les navires du réseau VOS ainsi que les campagnes de recherche océanographique dédiées à la maintenance annuelle du réseau PIRATA (Bourlès et al. (2019)) a permis d'obtenir des mesures régulières de SSS dans le Golfe de Guinée. Les données SSS TSG utilisées dans notre étude sont qualifiées et corrigées le cas échéant, par diverses équipes de recherche et distribuées en libre accès. Pour le compte de nos analyses, nous avons utilisé :

— les données SSS TSG via la plateforme SEANOE, traitées et calibrées par l'équipe du Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale (LOPS) en contribution au SNO SSS : `https://doi.org/10.17882/39475`

— les données SSS TSG du SNO (Service National d'Observation SSS, France) du Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS) : `http://www.legos.obs-mip.fr/observations/sss`

Ces données sont disponibles avec une résolution temporelle de 5 minutes et représentent

des mesures de salinité entre 5-10m de profondeur sur la période de 2010-2019 (voir figure 2.4). Nous avons utilisé uniquement les données de salinité TSG flaguées « Good ».

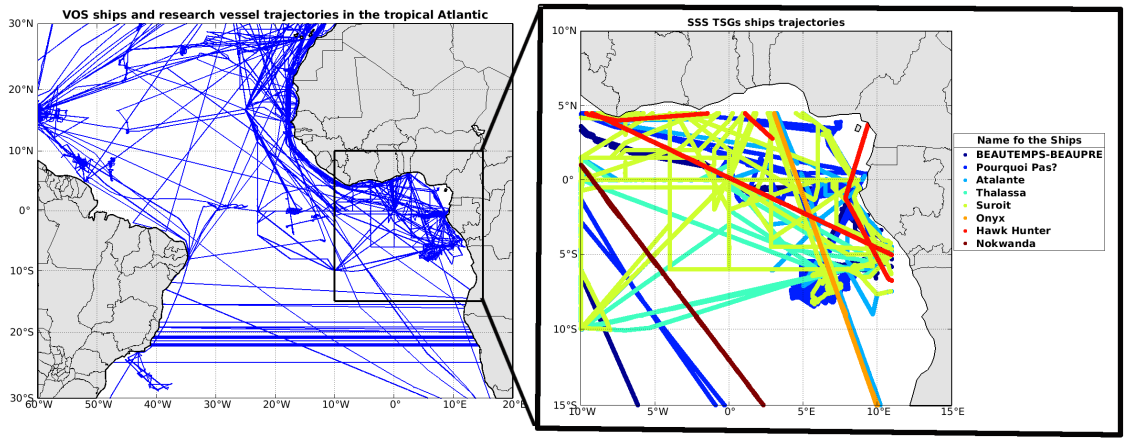


FIGURE 2.4 – À gauche : vue globale sans distinction des trajectoires des navires marchands et de recherche océanographique pour les mesures TSGs dans l'Atlantique Tropical sur la période de 2010-2019. À droite : vue agrandie des trajectoires dans le bassin du Golfe de Guinée.

2.2.2 Profils verticaux de Température et de Salinité

2.2.2.1 Profils Argo

Argo est un programme international lancé depuis l'an 2000 par la Commission Océanographique Intergouvernementale (COI) de l'UNESCO (Organisation de Nations Unies pour l'Éducation, la Science et la Culture) et l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM), qui a pour objectif de révolutionner l'acquisition en temps réel des données de température et salinité (et même plus récemment biologiques et chimiques) de l'océan global. Ce réseau d'observation internationale permet de mesurer en temps réel les paramètres physiques hydrologiques (pression, température et salinité) de l'océan entre la surface et l'océan intermédiaire (2000-m). Il est composé de flotteurs autonomes (~ 3000 flotteurs actifs en permanence, voir figure 2.5) dotés d'une technologie sophistiquée de type « robotique » leur permettant de dériver au travers de la circulation océanique et de naviguer entre la surface et l'océan intérieur (voir figure 2.6a). Ces flotteurs sont généralement déployés au cours des compagnes de recherche océanographique, où une fois largués dans l'océan, effectuent à intervalle régulier et en boucles successives des cycles de 10 jours entre la surface et 2000-m de profondeur, des profils de température et de salinité, jusqu'à épuisement de leur batterie.

La figure 2.6b détaille la composition d'un cycle de mesure par flotteur Argo, qui comprend 4 phases :

(1) Première descente du flotteur jusqu'à la profondeur de dérive (généralement 1000-m).

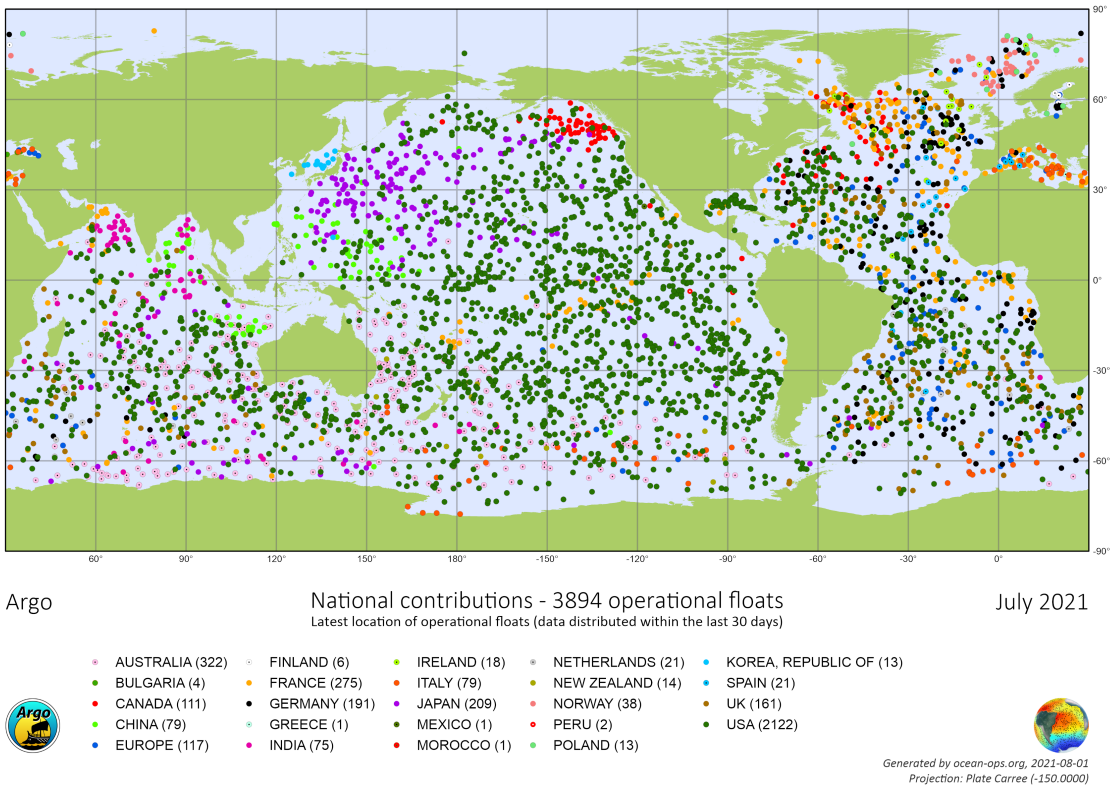


FIGURE 2.5 – Vue globale des positions de l'ensemble des flotteurs Argo actifs dans tous les océans du monde, au mois de juillet 2021. Chaque point colorié représente la nation de chaque pays impliqué dans le déploiement des flotteurs Argo. [image d'après : `https://argo.ucsd.edu/about/`].

(2) Dérive horizontale du flotteur à la profondeur de dérive suivant une durée de 10 jours.

(3) Deuxième descente du flotteur jusqu'à la profondeur de profilage : 2000-m.

(4) Ascension du flotteur de la profondeur de profilage vers la surface, durant laquelle les paramètres hydrologiques de l'eau de mer sont mesurés et enregistrés, avec une précision de $\pm\, 0,002$ °C pour la température, $\pm 2,4$ dbar pour la pression et $\pm 0,01$ pss pour la salinité.

Une fois en surface à chaque fin de cycle, les données enregistrées sont transmises en temps réel par satellite via l'antenne (Argos ou Iridium) du flotteur Argo. Les données collectées suivent deux modes de traitement et de contrôle de qualité : traitement en temps réel (« R ») et le traitement en temps différé (« D »). Le mode « R » consiste en un traitement automatisé de contrôle de qualité – QC (« Quality Control ») des données en temps réel, qui peut être entaché d'erreurs sur l'estimation de la température, de la pression et de la salinité, résultant principalement de la dérive des capteurs avec le temps. Les données du type mode « R » sont disponibles de suite dans la base de données Argo GDAC (Global Data Assembly Centre) dans un intervalle de temps 12 h – 24 h après que le flotteur ait bouclé un cycle. Quant au mode « D », il consiste en un traitement des données avec une inspection de contrôle de qualité plus

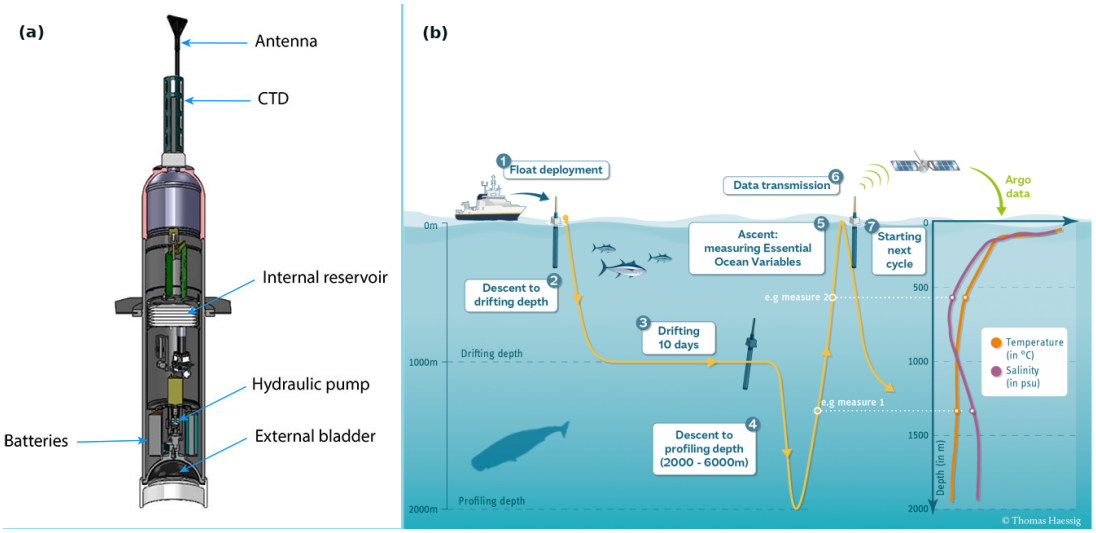


FIGURE 2.6 – (a) coupe verticale d'un flotteur Argo avec ces différentes composantes ; (b) schéma de fonctionnement d'un cycle de mesures par un flotteur Argo dans l'océan : 1) Déploiement du flotteur Argo par un navire d'opportunité ; 2) descente du flotteur à la profondeur de dérive (ici 1000-m) ; 3) dérive du flotteur pendant 10 jours ; 4) descente du flotteur à la profondeur de profilage (ici 2000-m) ; 5) ascension du flotteur et mesure des propriétés thermohalines de l'océan ; 6) transmission des données par satellite et fin de cycle ; 7) début d'un nouveau cycle de mesures. À l'extrême droite de la figure se trouve un exemple de profil de température et de salinité obtenu pendant un cycle de mesure Argo (Images obtenues de : `https://argo.ucsd.edu/how-do-floats-work/`).

important (contrôle visuel), dans lequel les erreurs liées à la dérive des capteurs sont corrigées. Par suite, les données avec le qualificatif « Good » avec une précision plus raffinée sont flaguées avec $QC = 1$ et celles avec le qualificatif du rang de « Probably good » sont flaguées de $QC \neq 1$. L'ensemble de ces données a été collecté et mis à disposition librement par le programme international Argo et les programmes nationaux des pays qui y contribuent (`https://argo.ucsd.edu,\protect\unhbox\voidb@x\protect\penalty\@M\https://www.ocean-ops.org`). Il faut noter que le programme Argo fait aussi partie du système d'observation globale des océans, GOOS (« Global Ocean Observing System »).

Dans le cadre de notre étude, 13 030 profils individuels de données de T/S échantillonnés par 173 flotteurs Argo, collectés sur la plateforme GDAC, sont utilisés pour la région du Golfe de Guinée (Argo, 2020). Ces profils T/S couvrent la période de 2010 à 2017, et sont d'une résolution verticale de 10 m et de cycle de 10 jours pour la plupart, et 2-5m avec 2 jours de cycles, pour les flotteurs spécifiquement programmés pour observer le panache du fleuve Congo dans la couche superficielle de 0-100-m de profondeur (exemple : flotteur WMO 6 901 611 dont la trajectoire montrée par la courbe grise, déployé pendant la campagne PIRATA FR 26, voir figure 2.7). Les profils Argo utilisés pour nos analyses sont issus du traitement en temps différé « D » avec $QC = 1$, qui correspondent à des données qualifiées « Good » à l'instar des données TSG. Les premières mesures de données T/S en surface ont une occurrence s'étalant de 1 à 10-m de profondeur. La distribution

spatiale annuelle des positions des profils Argo sur la période de 2010-2017 est présentée sur la figure 2.7.

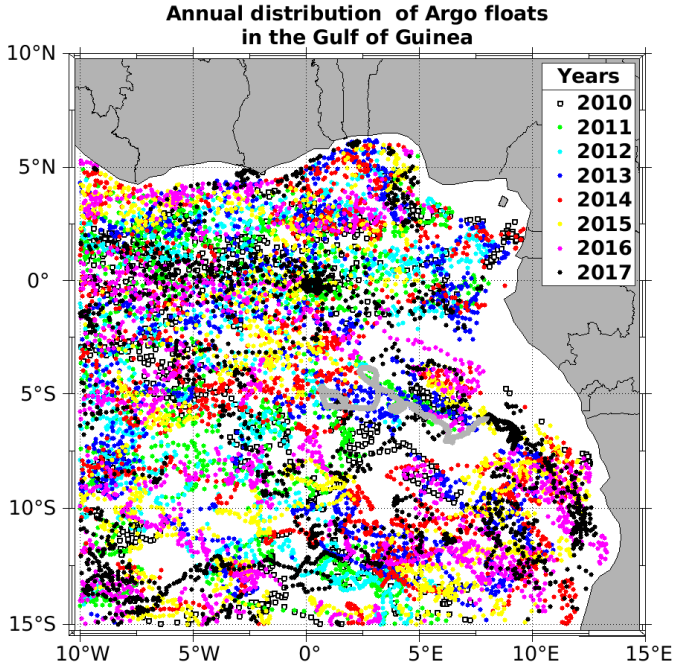


FIGURE 2.7 – Distribution spatiale annuelle des positions des profils Argo sur la période de 2010-2017 dans le Golfe de Guinée : Chaque couleur de nouage de point détermine l'ensemble des profils Argo d'une année données. La courbe en couleur grise (vers 4°E et 5°S), indique la trajectoire des sites de profils T/S mesuré par le flotteur Argo WMO : 6 901 611.

2.2.2.2 Profils verticaux de CTD-rosette

La CTD-rosette ou bathysonde est un outil multi-instrumenté permettant d'acquérir des données des paramètres physiques hydrologiques, biologiques et chimiques le long de la colonne d'eau, du fond de l'océan (~ 2000-m) jusqu'en surface. C'est un appareillage composé principalement de :

- — • Capteurs CTD (« Conductivity-Temperature-Depth ») permettant la mesure de la température, la salinité (à l'aide de la conductivité) et la pression le long de la colonne d'eau (tout comme le flotteur Argo) ;
- — • Capteurs de mesure d'oxygène dissous (O_2), de turbidité (capteur néphélométrique pour la mesure de la quantité de particules en suspension dans l'eau), de fluorescence (pour l'estimation de la Chlorophylle) ;
- — • d'un dispositif composé de 8-36 bouteilles de Niskin, permettant le prélèvement d'échantillons d'eau de mer (8 à 12 litres) à des profondeurs spécifiques prédéterminées pour la quantification des paramètres chimiques – biologiques (NO_3, ADN...)

Cet appareillage (voir figure 2.8) peut aussi être muni d'instruments de mesure du courant par effet Doppler – ADCP (« Acoustic Doppler Current Profiler ») placé à sa base (parfois deux : un vers le bas et un vers le haut en fonction de la fréquence utilisée), permettant d'évaluer l'intensité et la direction des courants tout au long de la descente de l'ensemble de l'appareillage. La CTD-rosette est couramment déployée lors des campagnes de recherche océanographique, et permet le profilage hydrologique-chimique-biologique de la colonne d'eau à haute résolution verticale de l'ordre de 1-m comparativement aux flotteurs Argo (10-m en général). Les données de la CTD-rosette sont très importantes pour l'observation et l'étude de la stratification thermohaline au sein des panaches d'eau douce induits par de fortes précipitations et/ou des décharges de fleuves en milieu océanique (ex. Rudnick et al. (2016); Shcherbina et al. (2019)).

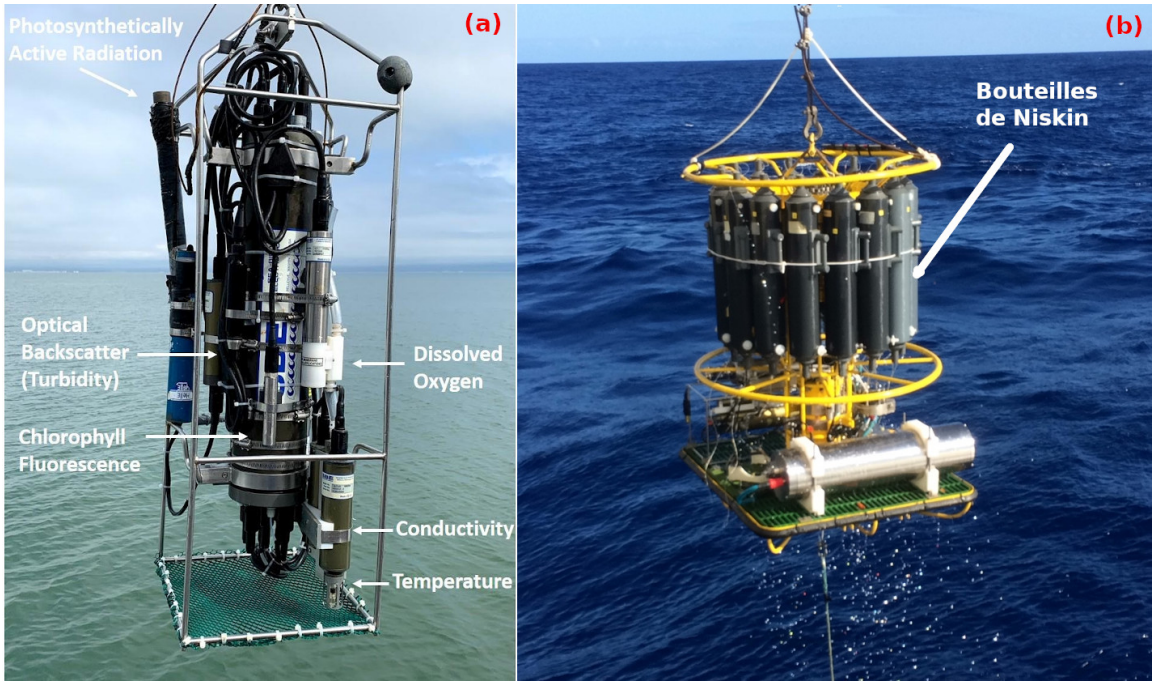


FIGURE 2.8 – Instrument de mesure CTD embarqué avec des capteurs d'oxygène dissout («Dissolved Oxygen»), de turbidité («Turbidity»), de Fluorescence («Chlorophyll Fluorescence») et de mesure d'activité de photosynthèse («Photosynthetically Active Radiation»). Image tirée de : https ://www.usgs.gov/media/images/water-quality-san-francisco-bay-ctd-instrument-package.

Dans l'Atlantique Tropical, les données CTD sont collectées via les campagnes de recherche océanographique du réseau PIRATA (Bourlès et al., 2008, 2019). PIRATA est un programme commun entre le Brésil, la France et les Etats-Unis, mis en place depuis 1997 pour collecter des observations océaniques et météorologiques dans l'Atlantique Tropical. Son développement et son maintien impliquent les équipes scientifiques des trois pays, notamment de l'IRD (LEGOS et IMAGO) qui est le maître d'œuvre des campagnes à la mer et de sa coordination pour la France. Dans notre étude, nous avons utilisé les données CTD-O2 (« Conductivity-Temperature-Depth-Oxygène ») des campagnes PIRATA France (ci-après : PIRATA FR) menées dans l'Atlantique tropical Est (Bourlès et al.,

2018, 2019, 2020) pour la période de 2013 (PIRATA FR23) à 2019 (PIRATA FR29) de notre région d'étude (voir figure 2.9). Ces données comprennent principalement des profils verticaux de température, de salinité et d'oxygène dissous (et aussi de turbidité, de fluorescence). Elles sont caractérisées par une résolution verticale de 1-m, avec une précision de $\pm 0,002$ °C pour la température et ±0,003 PSS-78 pour la salinité et $\pm 2 \mu mol.kg^{-1}$ pour l'oxygène dissous, $\pm 0,5$ dbar pour la profondeur, conforme aux normes internationales WOCE [5] (Chuchla (2001); Joyce (1994); Bourlès et al. (2020)).

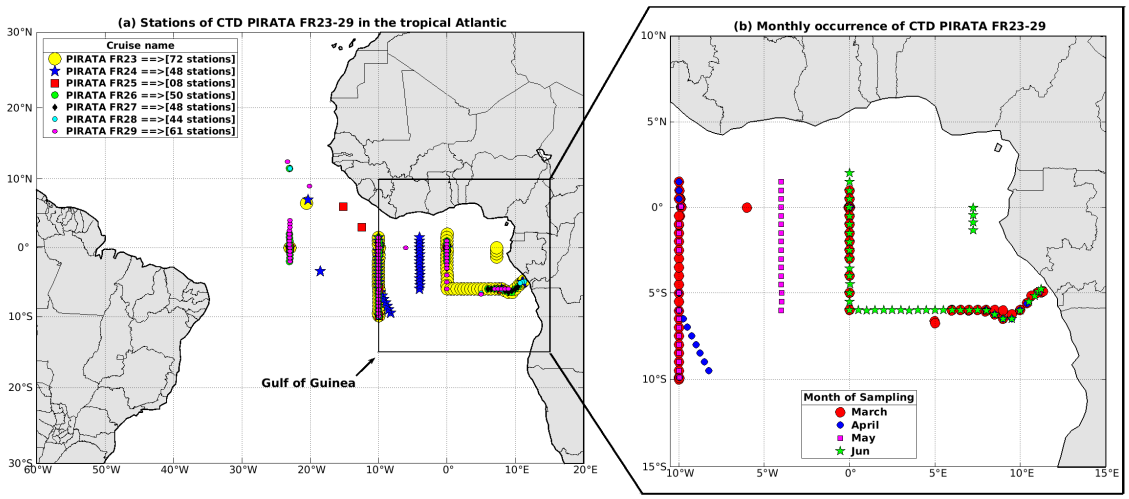


FIGURE 2.9 – (a) Positions des stations hydrologiques CTD-02 durant les campagnes de recherche océanographique PIRATA FR 23 à 29 (avec indication du nombre de stations) dans l'Atlantique Tropical Est . (b) Indication du mois d'échantillonnage des profils CTD PIRATA FR 23-29 dans la région du Golfe de Guinée. Ces campagnes couvrent la période de 2013-2019.

2.2.3 ISAS SSS

ISAS (« In situ Analysis System ») est un système d'analyse de données in situ qui a été développé pour produire par interpolation, des champs de données de température et de salinité sur une grille régulière de résolution 1/2° et préservant autant que possible les capacités d'échantillonnage en temps et en espace du réseau des flotteurs Argo (Gaillard et al., 2016). La configuration du produit de données de salinité de surface de la mer – SSS-ISAS, inclut des champs de salinité à partir des mesures in situ telles que les mesures des flotteurs Argo, des bouées dérivantes et des mouillages, de SSS TSG de navires marchands et de recherche océanographique de la base GOSUD. Chacune de ces données de configuration du produit ISAS SSS, est utilisée en mode de traitement en temps différé, avec un traitement précis. Il faut noter que dans le produit de données ISAS, la température et la salinité sont estimées de façon indépendante. La figure 2.10 montre une vue du champ SSS-ISAS global climatologie moyenne de 2002-2015.

5. WOCE : World Climate Research Program (http ://cersat.ifremer.fr/about-us/projects/item/185-woce)

Au rang des applications scientifiques de ce produit in situ, SSS-ISAS est utilisé pour l'étalonnage et la validation des mesures d'observation satellites délivrées par SMOS, Aquarius et SMAP. Dans notre étude, nous avons utilisé les champs ISAS NRT (NR-TOAGL01) fournis par le centre de données Coriolis (Gaillard et al. (2009)), pour valider les observations SMOS SSS dans le Golfe de Guinée d'une part, et pour montrer les avantages scientifiques que procure l'usage de ces mesures satellites pour l'étude de la dynamique spatio-temporelle des panaches d'eau douce d'autre part (comme détaillé dans le chapitre 3). Les données SSS-ISAS NRT sont caractérisées par une résolution spatiale de 0,5°x0,5° en longitude-latitude et sont disponibles à l'échelle mensuelle moyenne sur la période de 2010-2016. Elles sont fournies par le centre Coriolis via le site web de Copernicus : `http://www.coriolis.eu.org`.

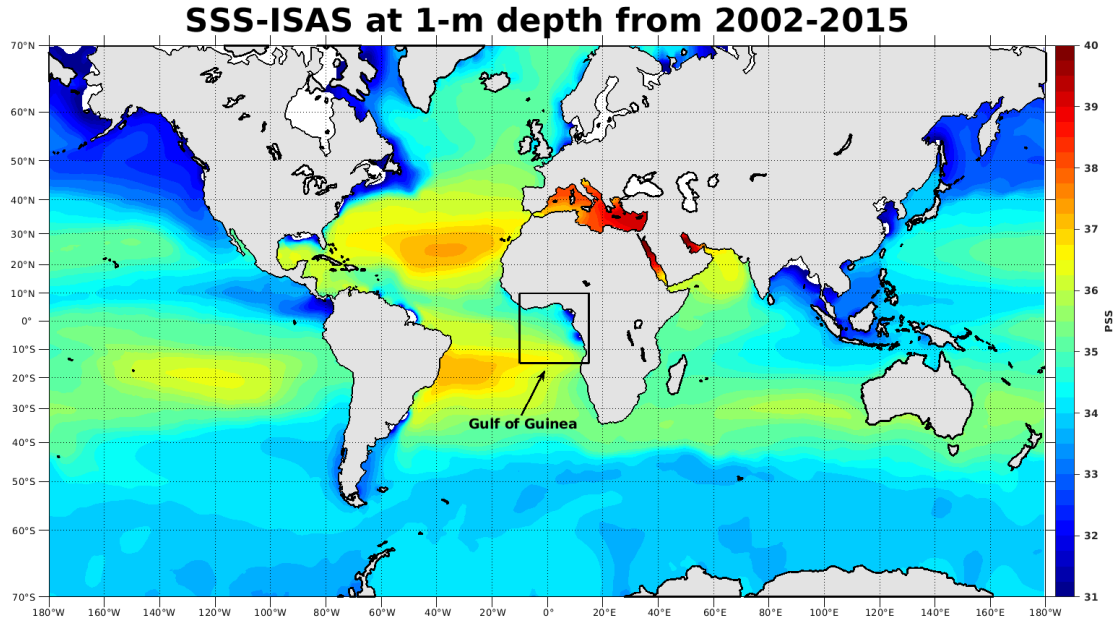


FIGURE 2.10 – Champ global de la salinité du produit in situ ISAS climatologie moyenne de 2002-2015, à 1-m de profondeur.

2.3 Observations issues des mesures satellites

2.3.1 SSS SMOS et SSS CCI

Les mesures de salinité de surface de la mer par les flotteurs Argo, CTD-rosette et les TSGs, bien qu'en forte densité spatiale à l'échelle globale, ne permettent pas l'obtention de cartes 2D du champ de la SSS en tout point des océans en temps réel. Ces données à localisation spécifique et échelle temporelle discrète, ne permettent pas le suivi continu de la distribution spatio-temporelle des panaches d'eau douce, ainsi que les variations

thermohalines des masses d'eau associées. Cette limite d'acquisition de données de SSS a conduit au développement de nouvelles technologies de mesure de cette variable essentielle à la compréhension du cycle de l'eau et de son rôle sur le climat. En effet, la permittivité de l'eau de mer caractérise ses propriétés diélectriques, et dépend de la salinité et de la température. De fait, une mesure à distance du flux radiatif émis par une portion de la surface de la mer, aussi appelée luminance (couramment définie comme : température de brillance [6]), permet une estimation de ses propriétés diélectriques, et donc avec un modèle d'inversion, une estimation de la salinité. De suite, plusieurs missions satellites visant à mesurer la SSS par télédétection ont vu le jour, telles que : SMOS de l'ESA ; SMAP et Aquarius de la NASA.

Lancé en novembre 2009, le satellite SMOS (voir figure 2.11a) est une des missions d'opportunité d'exploration de la Terre de l'ESA, destinées à fournir une couverture complète et globale de la SSS des océans – par mesure dérivée de la température de brillance – avec une précision optimale de l'ordre de $0,1$-$0,2$ pss, ainsi que le taux d'humidité au niveau des continents, à une résolution spatiale de l'ordre de ~ 75-50 km (Boutin et al. (2012); Font et al. (2013); Kerr et al. (2010); Reul et al. (2020)). Le satellite SMOS est équipé d'une technologie d'instrument de radiométrie interférométrique MIRAS, opérant dans la bande L (à une fréquence de ~ 1,4 GHz), avec une période de « revisite » de l'ordre de 3-4 jours. La bande L est une plage de fréquences radiométriques théoriquement protégée de toute émission anthropique. Néanmoins, SMOS a révélé que, bien qu'étant protégée, la bande L reste polluée par de nombreuses interférences radio (RFIs - « Radio Frequency Interference ») qui polluent notablement les mesures proches des cotes. Ce qui limite considérablement la contamination des mesures SMOS. Ces données SMOS sont traitées par le Centre Aval de Traitement des Données SMOS (CATDS) et libre d'accès. Les données SSS SMOS utilisées dans le cadre de notre étude, sont des données analysées et traitées par la composante du CATDS au LOCEAN [7]. La version dénommée : « SMOS SSS CEC-LOCEAN L3 18 days debiased-V2.1 » a été utilisée (voir figure 2.11b). Dans cette version, la méthode de correction des biais systématiques et du filtrage de la contamination par RFIs a été améliorée (Boutin et al. (2018)). Ces données sont caractérisées par une résolution spatiale de grille 0,25°x0,25° en longitude-latitude avec 4 jours de résolution temporelle. Dans notre étude, SSS SMOS a été utilisée pour la période de 2010-2017, et disponible via : `https://www.seanoe.org/data/00417/52804/`.

Il faut noter que la mesure de SSS du satellite SMOS opérant dans une bande électromagnétique (bande-L) particulièrement sensible à la salinité et en théorie protégée des RFIs, bien que d'une précision optimale assez satisfaisante (~ 0,1-0,2 pss-78), est pertur-

6. La température de brillance (ou température radiative apparente TB) d'une surface correspond à la température d'un corps noir délivrant la même luminance que la surface étudiée (`https://www.geographie.ens.fr/IMG/file/kergomard/Teledetection/CTeledetection.pdf`).

7. LOCEAN : Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentations et Approches Numériques.

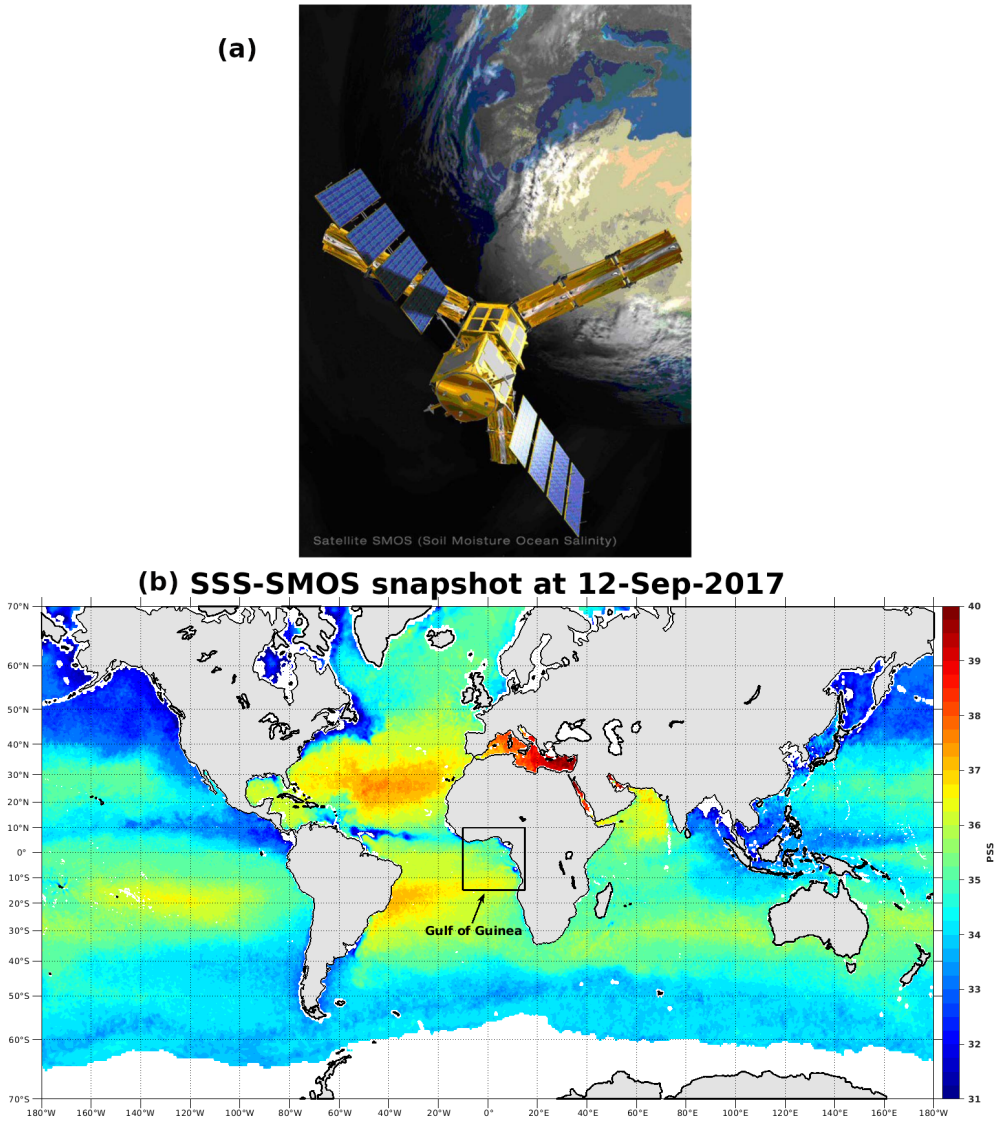


FIGURE 2.11 – a) Image artistique du satellite SMOS [Kerr et al., 2010] - (b) champ de la SSS globale, dérivée des mesures du satellite SMOS - 12/09/2017.

bée par d'autres facteurs physiques qui influencent la quantification de la température de brillance de la surface de la mer. Il s'agit principalement de : la présence de rugosité directionnelle multi-échelle, d'écume, des perturbations ionosphériques (Boutin et al. (2013); Escorihuela (2005))

Un autre jeu de données d'observation satellite de la SSS a été aussi utilisé : SSS CCI. En effet, CCI est une initiative de l'ESA, qui vise à produire un champ de la SSS amélioré, en combinant l'ensemble des données d'observation des missions des satellites SMOS, SMAP et Aquarius. L'ensemble de ces observations satellites offre une disponibilité de données de SSS à une résolution spatiale de $\sim 50km$ avec une échelle temporelle de l'ordre de la semaine. Dans le cadre des analyses décrites dans les chapitres 4 et 5 de ce manuscrit, la version V02.31 de ce produit de SSS CCI a été utilisée, avec un échantillon-

nage spatio-temporel de 0.25°x0.25° - 1jour (https://pimep.ifremer.fr/diffusion/analyses/mdb-database/MS/cci-l4-esa-merged-oi-v2.31-30dr/argo/figs/).

2.3.2 Données de vent de surface

Dans les tropiques, la dynamique des masses d'eau de surface de faible salinité (et donc de densité) est fortement piégée à la surface (Denamiel et al., 2013 ; Vic et al., 2014). La circulation océanique de surface induite par la tension du vent via la dérive d'Ekman, joue un rôle principal dans l'extension des panaches d'eau douce des côtes vers l'océan ouvert. Ici, la contribution du cycle saisonnier du vent sur la variabilité spatio-temporelle des propriétés thermohalines de la couche superficielle associée aux panaches d'eau douce du Golfe de Guinée, est évaluée grâce aux données de réanalyse de vent d'observations satellites multi-capteurs à haute résolution de l'Ifremer : 0.25°x0.25°x6h en longitude-latitude-temps (Ifremer 6-hourly Long Time Series Satellite Surface Wind Analyses) sur la période de 2010-2017 (Desbiolles et al., 2017). Ces données représentent une estimation de la vitesse du vent à 10-m de la surface océanique, y compris : la tension, la divergence et le rotationnel du vent à la surface océanique. L'ensemble de ces données est libre d'accès via la plateforme APDRC (Asia-Pacific Data Research Center) : http://apdrc.soest.hawaii.edu/datadoc/ifremer_LOPS_blended_wind_6hourly.php. La méthode de réanalyse inclut à la fois les données d'observations satellites et des mesures in situ.

2.3.3 OI-SST de la NOAA

Pour évaluer le champ de la SST associé à la dynamique spatio-temporelle des panaches, les données journalières « Optimum Interpolation SST » dans sa version 2.1 (OI-SST v2.1 ; Reynolds et al., 2007) ont été utilisées pour la période de 2010-2019. Elles sont disponibles avec une résolution horizontale de 0,25°x0,25° et sont accessibles via le site web de l'agence états-unienne d'observation océanique et atmosphérique – NOAA (« National Oceanic and Atmospheric Administration ») : https://www.psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.highres.html. Les données OI-SST sont dérivées de données journalières d'observations satellites et de mesures in situ.

2.4 Flux d'eau douce de surface

2.4.1 Évaporation OAFlux

Le produit OAFlux (« Objectively Analyzed Air-Sea Fluxes ») fournit des données d'analyse globale cohérente du flux de chaleur air-mer (chaleur latente et chaleur sensible), du flux d'évaporation océanique et des flux de quantité de mouvement. L'estimation de ces variables est effectuée à partir de la synthèse optimale des observations satellites du

vent et de la SST, et de la réanalyse atmosphérique de la température et de l'humidité de l'air. La technique d'estimation OAFlux applique une approche d'analyse objective pour prendre en compte les erreurs de données dans le développement de champs de flux globaux améliorés. Ces flux sont indispensables pour l'étude du bilan d'énergie, du cycle de l'eau, de la circulation atmosphérique et océanique, et de la compréhension de la dynamique du climat à l'échelle globale. Le développement de ces données OAFlux est soutenu par le programme mondial de surveillance et d'observation des océans – GOMO (« Global Ocean Monitoring and Observing ») de la NOAA et par le programme MeaSUREs (« Making Earth System Data Records for Use in Research Environments ») de la NASA.

Les processus d'évaporation contribuent à la dissipation des masses d'eau de surface de faible salinité par perte de chaleur en induisant une augmentation de la SSS. Dans notre étude, nous avons utilisé les données mensuelles moyennes du flux d'évaporation océanique OAFlux avec 1°x1° de résolution en longitude-latitude sur la période de 2010 à 2017. Ces données sont libres d'accès via le site web : `https://oaflux.whoi.edu/`.

2.4.2 Précipitation

Les données de précipitation sont issues des observations multi-satellites de la mission de mesure des précipitations tropicales ou TRMM (« Tropical Rainfall Measurement Mission ») dans sa version 7, 3B42 (`http://apdrc.soest.hawaii.edu/datadoc/trmm_3b42_daily.php`). Ces données de précipitation représentent des cumuls journaliers (en mm), générées à partir d'analyse de recherche de qualité de mesure de pluie multi-satellites à intervalle de 3 heures (TMPA : « TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis »). Elles sont caractérisées par une résolution spatiale de 0.25°x0.25° en longitude-latitude. Nous les avons utilisées sur la période de 2010-2017, pour évaluer la contribution des précipitations sur les variations du champ de la SSS dans le Golfe de Guinée.

2.4.3 Débit de fleuve

Bien que la région du Golfe de Guinée intègre plus de 13 fleuves avec un débit moyen de l'ordre ~ 82 000 m^3/s (Berger et al., 2014), les fleuves considérés dans notre analyse sont les deux principaux de l'Atlantique tropical Est : le fleuve Niger et le fleuve Congo.

Les données du cycle de décharge du fleuve Congo dans la région du Sud-Est du Golfe de Guinée sont fournies par le Service de l'Observatoire de l'HYdro-géochimie du Bassin Amazonien (SO-HYBAM), de sa station la plus proche de l'océan Atlantique, localisée à Brazzaville (longitude :15,30°, latitude : – 4,28° à l'altitude 270 m, à ~ 210 km de l'embouchure). Ces débits de fleuve sont disponibles de 1990-2018, avec une résolution temporelle mensuelle moyenne (`https://hybam.obs-mip.fr`).

L'estimation du cycle des débits du fleuve Niger est fournie par la base de données (Dai, 2017). Cette base de données fournit une série des cycles de décharge en moyenne

mensuelle des 925 plus grands fleuves du monde, sur la période de 1900-2014.

2.5 Données de courants de surface

2.5.1 Produits de courants OSCAR et GEKCO

Deux produits de courant d'observation satellite ont été utilisés dans ce manuscrit : OSCAR et GEKCO.

Les données de courants de surface OSCAR (pour « Ocean Surface Current Analysis Real-time ») constituent un produit de courant à l'échelle globale, généré à partir d'observations satellites de hauteur de la mer, du vent et de la température de surface de la mer. Dans ce produit, les courants sont calculés avec un modèle géostrophique quasi-stationnaire avec une composante de viscosité tourbillonnaire. Le paramètre de viscosité tourbillonnaire de ce modèle est basé sur une composante du flux agéostrophique induit par le vent à la surface d'une part, et d'un ajustement de vent thermique d'autre part. Le produit OSCAR représente des courants de surface moyenné sur les 30 premiers mètres de la couche superficielle océanique. Il est caractérisé par une résolution spatiale de grille de 0.33°x0.33° en longitude-latitude avec une échelle temporelle de 5 jours : `https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/OSCAR_L4_OC_third-deg` (Lagerloef et al. (1999); Lagerloef (2002)).

Le produit de courant GEKCO (pour « Geostrophic and Ekman Current Observatory ») est une estimation de courants de surface, basée sur des observations satellites à l'instar du produit OSCAR. Cependant, GEKCO incorpore une amélioration de la dépendance temporelle de la composante d'Ekman et une prise en compte de la singularité des processus physiques le long de l'équateur. GEKCO est caractérisé par une résolution spatiale de 0.25°x0.25° en longitude-latitude avec une échelle temporelle journalière. Ce produit de courant représente des courants de surface moyennés sur les 15 premiers mètres de la couche superficielle océanique, disponible à l'échelle globale. Les composantes géostrophiques (U_g, V_g) et d'Ekman (U_{Ek}, V_{Ek}) du courant total de surface (U, V) sont aussi disponibles dans ce produit. Toutefois, bien que le produit de courant GEKCO soit valide pour des perspectives Lagrangiennes et Eulériennes, l'estimation de la composante méridienne des courants au niveau de l'équateur reste à améliorer (voir le tableau 2.1 ci-dessous, Sudre et al. (2013)). Les produits de courants OSCAR et GEKCO sont utilisés pour la période de 2010-2017.

2.5.2 Courants Drifter et ANDRO

Les champs de courants de surface Drifter et ANDRO sont des produits de courants construits à base de mesures in situ. Le produit de courant Drifter est estimé à partir de mesures de bouées dérivantes de surface, conçues pour mesurer les courants de dérive

	u	*N*	Mean	SD	RMS dif	Correlation
ATL	ADCP	1636	−6.36	25.45	20.28	0.67
	GEKCO		−7.66	24.01		
	v	*N*	Mean	SD	RMS dif	Correlation
ATL	ADCP	1636	−3.38	23.97	22.22	0.46
	GEKCO		−0.20	16.93		

TABLE 2.1 – Comparaison des composantes zonale (u) et méridienne (v) des courants GEKCO avec les données d'observation in situ ADCP : N est le nombre de points de données de comparaison, SD = STD ; la corrélation est avec un pourcentage de l'ordre de 95% ; ALT = Bassin de l'Atlantique [extrait de Sudre et al. (2013)].

de vent de surface (Voir sur la figure 2.12, la densité spatiale des points de données Drifter à l'échelle globale). C'est une estimation de courants moyens sur une profondeur de 15-m. Les données de courants Drifter sont distribuées au format climatologie mensuelle moyenne avec une résolution spatiale de grille 0.25°x0.25° en longitude-latitude (Laurindo et al. (2017)). Les données de courants Drifter sont libres d'accès via : `https://www.aoml.noaa.gov/phod/gdp/mean_velocity.php`.

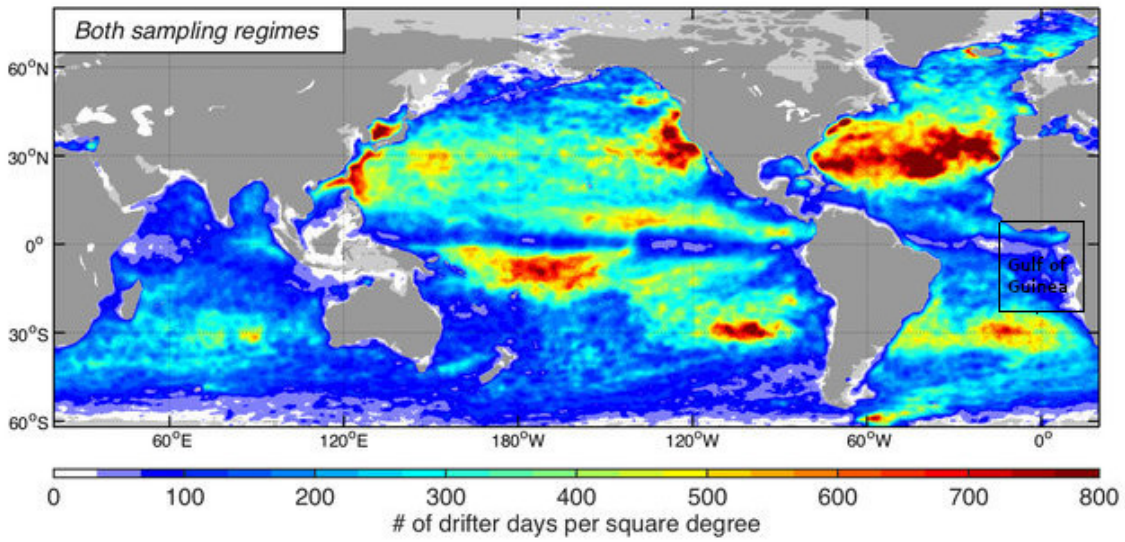


FIGURE 2.12 – Nombre de jours d'observation de dériveurs par degré carré pour la période comprise entre février 1979 et juin 2015, compte tenu des données obtenues à partir des régimes d'échantillonnage. Les zones blanches dans le Golfe de Guinée sont des zones non échantillonnées par les Drifters. [D'après Laurindo et al. (2017)].

Quant au produit de courant ANDRO, il constitue une estimation de courant basée sur la dérive des flotteurs Argo au cours de leur cycle de vie (Ollitrault and Rannou (2013)). ANDRO offre deux champs de courants : une estimation de courant horizontal à

la profondeur de 1000 m et une estimation de courant horizontal à la surface de la mer (~ 0-2m). Dans notre étude, nous avons utilisé le champ de climatologie mensuelle moyenne de courant ANDRO de surface, après un maillage sur une grille de résolution spatiale de 1°x1° de longitude-latitude sur la période de 2010-2017. Les données ANDRO sont mises à jour annuellement et sont libres d'accès via : `https://doi.org/10.17882/47077`. La figure 2.13 montre la densité de points de données Argo par grille de 3°x3° à l'échelle globale incorporés dans l'estimation des courants de surface ANDRO.

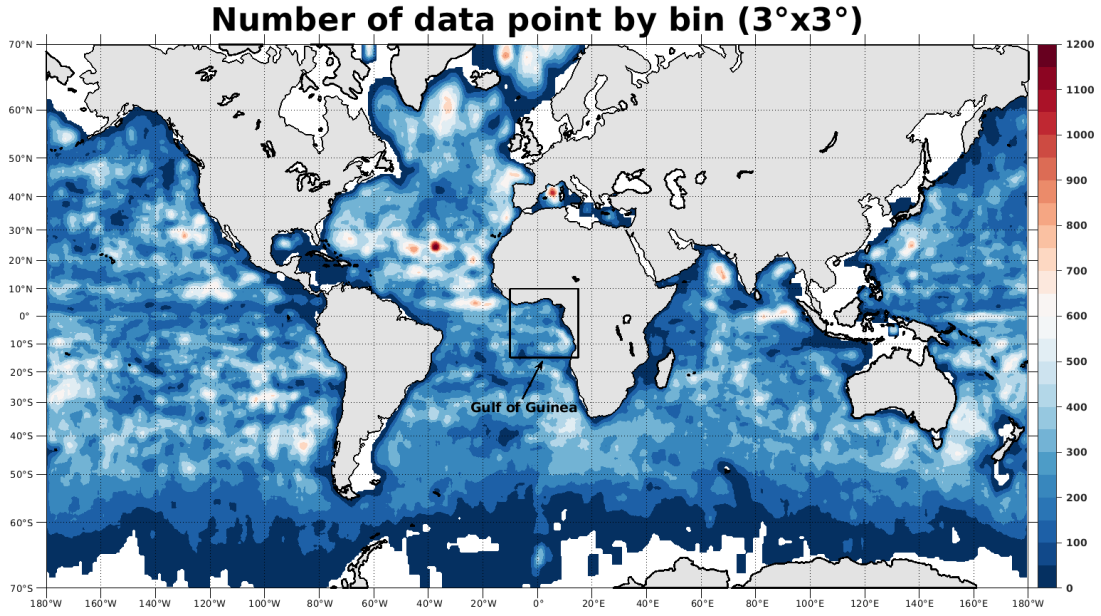


FIGURE 2.13 – Densité de nombre de points de données Argo (de la surface à ~ 2000m) par grille de résolution 3°x3° à l'échelle globale sur la période de 2000-2019. Le cadran de boîte en noir indique la région du Golfe de Guinée.

2.5.3 Mesures de courants S-ADCP et L-ADCP

L'obtention des profils verticaux des composantes zonales et méridiennes des courants dans la couche superficielle océanique du Sud-Est du Golfe de Guinée, a été rendue possible grâce aux mesures in situ ADCP des campagnes PIRATA FR. Un ADCP est un appareil hydroacoustique qui mesure et enregistre les vitesses des courants des masses d'eau, à la fois horizontalement et verticalement dans une plage de profondeurs données. Il est composé d'au moins deux transducteurs émetteur-récepteur de signal acoustique, dont les axes sont généralement disposés avec un angle de 20° à 25° par rapport l'axe principal de l'ADCP (Joseph (2014), voir figures 2.14a, 2.14b, 2.14c et 2.14d). Le fonctionnement de l'ADCP est similaire à celui d'un radar-Doppler météorologique utilisé pour le repérage des précipitations, du calcul de leur déplacement et la détermination de leur type.

Le principe de fonctionnement de l'ADCP consiste à envoyer par un système de sonar

(qui agit en mode de transducteur émetteur-récepteur acoustique actif) des impulsions ultrasoniques (dénommées « ping ») au travers de la colonne d'eau dans une direction bien connue, avec une fréquence et une durée d'impulsion bien déterminées. L'énergie de cette impulsion est réfléchie sur des particules en suspension et en déplacement dans l'eau, et une partie de cette énergie est retournée sous forme d'écho à l'ADCP en fonction du temps. Pendant les séquences de réception, le faisceau acoustique divise la colonne d'eau en différentes cellules de parcelles d'eau, dénommée « bins », correspondant à des profondeurs données (voir figure 2.14e). L'analyse de la différence de fréquence (dénommée « Doppler-shift ») des faisceaux ultrasoniques émis et reçus par le sonar, permet par l'application du principe de l'effet Doppler, l'estimation de la vitesse et de la direction relatives de chaque « bin » par rapport à l'ADCP. L'ADCP mesure aussi sa propre vitesse par rapport à sa plateforme de support dans l'eau, permettant par suite l'estimation de la vitesse absolue et la direction de chaque cellule de parcelle d'eau le long de la colonne d'eau.

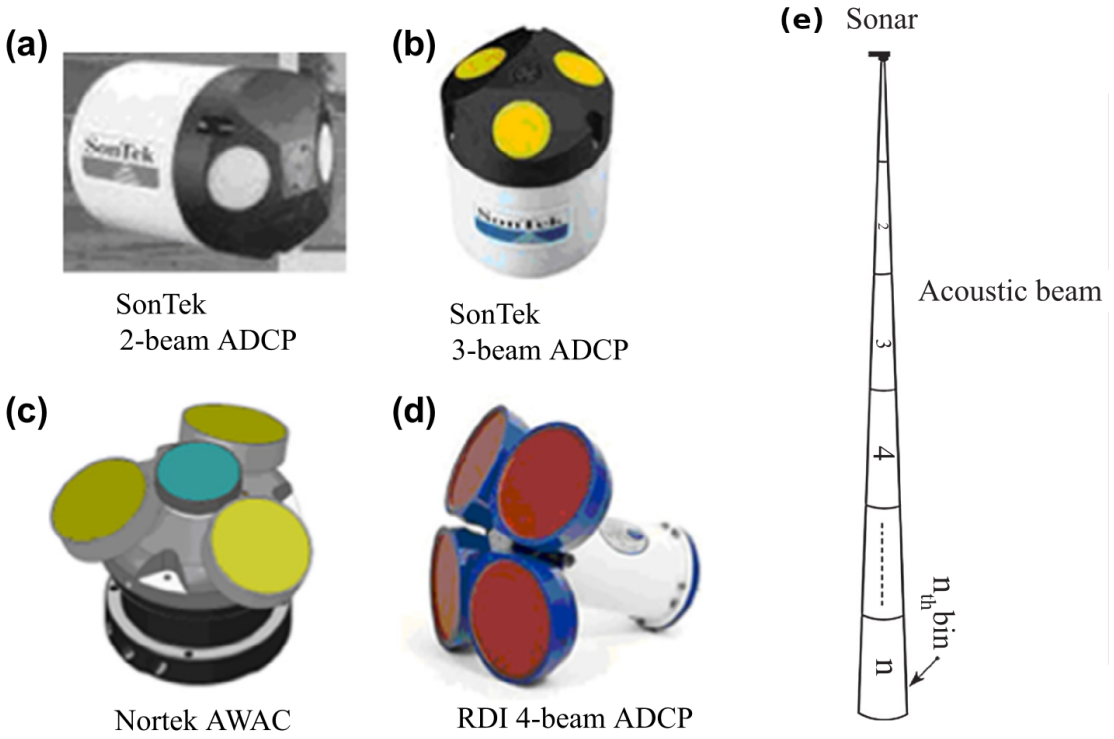


FIGURE 2.14 – Exemple de quelques types d'ADCP à géométries différentes avec (a) -2, (b-c)-3, (d)-4 faisceaux ou « beams » de transducteurs, émetteur-récepteur de signal acoustique (en forme de disque disposé à 20°-25° relativement à l'axe central de l'ADCP), permettant l'estimation de la vitesse des parcelles de masses dans la colonne d'eau. (e) schéma du faisceau ultrasonique du sonar de la subdivision de la colonne d'eau en cellules de masse de la colonne d'eau, dénommées « bins » [D'après Joseph (2014)].

Deux types d'ADCP sont utilisés lors des campagnes PIRATA FR : S-ADCP et L-ADCP. Le S-ADCP (« Shipboard ADCP ») est un ADCP fixé sous la coque du navire de recherche. Il mesure en permanence les courants entre la surface et une profondeur donnée

(150 à 1000 m selon le type d'appareil), lors du déplacement du navire. Par contre, le L-ADCP (« Lowered ADCP ») est un ADCP embarqué sous la plateforme de profilage de la CTD-rosette. Il permet de reconstituer le profil de vitesse horizontale des courants entre la surface et le fond des océans, lors des stations hydrologiques. Le tableau 2.2 ci-dessous regroupe les caractéristiques des données ADCP (`https://doi.org/10.17882/44635`) que nous avons utilisées.

Nom de la Campagne	Fréquence type	Résolution verticale (taille du bin)	Type de ADCP	Logiciel de traitement
PIRATA FR26	300kHz	8-m	L-ADCP	LDEO
PIRATA FR26	150kHz	4-m	L-ADCP	CASCADE
PIRATA FR27	150kHz	4-m	S-ADCP	CASCADE

TABLE 2.2 – Résumé des caractéristiques des données S-ADCP et L-ADCP utilisées par la suite.

2.6 Données de réanalyse GLORYS

GLORYS est une réanalyse de données à l'échelle globale réalisée par Mercator Océan (`https://www.mercator-ocean.fr/`). Cette réanalyse représente une série temporelle cohérente des propriétés océaniques telles que : la hauteur de la mer (SSH : « Sea Surface Height »), la vitesse des courants (U, V, W), la salinité et la température potentielle de l'océan, et aussi la concentration et l'épaisseur de la glace de mer. GLORYS est issue de la combinaison synthétique des données de sortie générées par le modèle de circulation générale de l'océan NEMO [8] avec la configuration ORCA025 d'une part, et des données d'observations satellites altimétriques, de SST, des anomalies de SSH et des profils in situ de température et de salinité d'autre part. La méthode d'assimilation de données dans GLORYS est basée sur un filtre de Kalman d'ordre réduit avec la formulation SEEK (« Singular Evolutive Extended Kalman »).

Il existe plusieurs versions de la réanalyse GLORYS. Nous avons utilisé la version GLORYS12V1 (GLOBAL_REANALYSIS_PHY_001_030) avec une résolution horizontale de 1/12° (~ 8 km) et avec 50 niveaux verticaux plus resserrés dans les couches supérieures, et qui prend en compte la mésoéchelle ("eddy-permitting"). Ces données sont disponibles en grille standard via la plateforme de CEMEMS (« Copernicus Marine Environment Monitoring Service ») : `https://resources.marine.copernicus.eu/?option=com_csw&view=details&product_id=GLOBAL_REANALYSIS_PHY_001_030`. Le produit GLORYS sur la grille de type C d'Arakawa, a été aussi utilisé dans le cadre de l'étude lagrangienne de la dynamique tridimensionnelle du panache du fleuve Congo avec l'outil lagrangien ARIANE, décrit dans la section suivante.

8. NEMO : Nucleus for European Modelling of the Ocean

2.7 Modèle lagrangien ARIANE

ARIANE est un logiciel permettant la description lagrangienne de la dynamique tridimensionnelle (3D) des particules et de masses d'eau océaniques. Ce logiciel est encodé en Fortran (90/95), et est dédié au calcul des trajectoires et des transports des particules de masses d'eau et des lignes de courant, à partir du Modèle de Circulation Général Océanique (OGCM) : NEMO ou ROMS [9]/CROCO [10], sous la grille de type C d'Arakawa. La méthode utilisée par ARIANE est basée sur un algorithme analytique et chaque portion de trajectoire respecte la propriété de non-divergence de l'écoulement de masse d'eau (Blanke et al., 1999 ; Blanke & Raynaud, 1997). ARIANE est capable d'effectuer des calculs en progression temporelle vers l'avant (Forward) ou à rebours (Backward). Il caractérise la dynamique lagrangienne des particules des masses d'eau suivant deux modes de fonctionnement différents :

— **Mode Qualitatif** : qui permet le calcul des trajectoires des particules des masses d'eau, de leurs positions initiales à celles finales, avec l'incorporation de l'âge et des propriétés thermohalines de ces particules.
— **Mode Quantitatif** : qui permet le calcul des transports des masses d'eau associés à la dynamique spatio-temporelle des particules dans leur suivi d'une région à une autre.

La configuration d'usage de cet outil est très simple et se met en place grâce à un fichier dénommé : ''namelist", qui est l'élément fondamental pour le déroulé des expériences. Ce fichier inclut toutes les caractéristiques du OGCM d'entrée : (i) le nombre de points de grille de résolution suivant la longitude et la latitude, (ii) le nombre de niveaux verticaux, (iii) la résolution temporelle de sortie des données et (iv) la topographie incorporée dans le modèle considéré. Il inclut aussi les caractéristiques de l'expérience à mener en termes de : mode Qualitatif/Quantitatif, nombre maximal de particules à mettre en jeu, le mode temporel de calcul (« Forward/Backward »), le transport optimal de masse d'eau à expérimenter et les séquences de sauvegarde de sortie d'expérience. ARIANE est libre d'accès via : `https://www.umr-lops.fr/Technologies/Logiciels/ARIANE`.

À l'échelle globale, cet outil a permis de mettre en évidence qu'une particule ayant plongé au large de l'Australie-Occidentale dans l'océan Indien, mettrait ~ 550 ans pour parcourir tous les bassins océaniques (à l'exception de la Méditerranée), avant d'y refaire surface (`http://mespages.univ-brest.fr/~grima/Ariane/`). Dans ce manuscrit (au chapitre 5), l'outil lagrangien ARIANE en combinaison avec la réanalyse GLORYS, a permis d'étudier la dynamique superficielle du panache du fleuve Congo dans le Sud-Est du Golfe de Guinée, et son interaction avec les masses d'eau subtropicale.

9. ROMS : Regional Ocean Modeling System.
10. CROCO : Coastal and Regional Ocean COmmunity model.

2.8 Méthodes

Dans cette section, les méthodes utilisées pour l'analyse de la stratification thermohaline dans la couche superficielle associée au panache du fleuve Congo sont présentées. Les méthodes d'estimation des courants géostrophiques et d'Ekman aux échelles horizontales et verticales associés à la distribution spatio-temporelle du panache sont aussi présentées.

2.8.1 Quantification des paramètres thermohalins de la couche surperficielle

La stratification dans la couche superficielle est déterminée par le profil vertical de la densité, donc de la température et de la salinité (Sprintall and Roemmich (1999)). On distingue d'une part (i) la couche mélangée de surface où la densité est uniforme, donc homogène en température et salinité, et d'autre part (ii) la thermocline et (iii) la pycnocline (saisonnière et permanente) caractérisées par de forts gradients de densité où la température et la salinité n'affichent plus de profils uniformes et varient rapidement avec la profondeur : la température diminue tandis que la salinité augmente. La thermocline constitue la couche limite de ventilation, moins influencée par le brassage induit par le vent de surface, et dont la base représente la limite inférieure de la couche superficielle océanique (Sprintall et al. (2019)). En général, quand les variations verticales de la densité sont essentiellement induites par la température, thermocline et pycnocline coïncident. Dans les régions marquées par de fort cycle de flux de chaleur et de flux d'eau douce, la variabilité saisonnière de la thermocline se distingue de la pycnocline et de sa structure permanente (Mignot et al. (2009)).

2.8.1.1 Fréquence de flottabilité (N) et de l'angle de Turner (Tu)

En fonction de l'intensité du brassage par le vent de surface et l'activité de turbulence inhérente, des échanges de flux de chaleur et de flux d'eau douce de surface, la structure de la stratification de la colonne d'eau peut être détruite ou déstabilisée. La dynamique des ondes de gravité interne et les courants de marée interne près des côtes, qui engendrent des processus de mélange vertical, constituent également des processus de rupture de la stratification, tendant vers des structures thermohalines homogènes en température et en salinité (Maes et al. (2002); Maes and O'Kane (2014); Somavilla et al. (2017)).

La stabilité de stratification de la colonne d'eau est déterminée par la dynamique verticale intrinsèque des oscillations des parcelles d'eau. Le degré de stabilité statique de la stratification thermohaline est mesuré par la fréquence de Brunt-Väisälä, ou fréquence de flottabilité (N, s^{-1}), dont le carré est défini comme suit :

$$N^2 = -g\frac{1}{\rho_0}\left(\frac{\partial \rho}{\partial z}\right) \tag{2.1}$$

où g, ρ et z représentent l'accélération de la gravité (m/s^2), la densité de l'eau (kg/m^3) et la profondeur (m) respectivement. $\rho_0 = 1026kg/m^3$ représente la densité moyenne de référence due à l'approximation de Boussinesq. Plus la colonne d'eau est stratifiée, plus la stabilité statique est élevée et plus la fréquence de flottabilité est élevée, donc N^2 plus grand. Une valeur positive de N^2 montre que la colonne d'eau est stablement stratifiée. Une valeur négative N^2 indique une stratification déstabilisée tandis que $N^2 = 0$ indique une couche homogène en densité.

En décomposant la densité en fonction la température et de la salinité, la fréquence de flottabilité peut être formulée comme suit :

$$N^2 = g\alpha\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right) - g\beta\left(\frac{\partial S}{\partial z}\right) = N_T^2 + N_S^2 \tag{2.2}$$

Où les quantitées

$$N_T^2 = g\alpha\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right) \tag{2.3}$$

$$N_S^2 = -g\beta\left(\frac{\partial S}{\partial z}\right) \tag{2.4}$$

représentent les contributions des gradients de la température (T) et de la salinité (S) sur la stratification en densité de la colonne d'eau, respectivement : $N^2 = N_T^2 + N_S^2$. $\alpha = -\frac{1}{\rho}\left(\frac{\partial \rho}{\partial T}\right)$ est le coefficient d'expansion thermique et $\beta = \frac{1}{\rho}\left(\frac{\partial \rho}{\partial S}\right)$ est le coefficient de contraction saline (Gévaudan et al. (2021); Maes and O'Kane (2014); Taillandier et al. (2020)).

L'influence relative du gradient de température versus le gradient de salinité sur la stratification de densité (N^2) de la colonne d'eau dans n'importe quelle direction, est également quantifiée par l'angle de Turner – Tu (ou « Turner angle » en anglais) défini tel que :

$$Tu = arctan2\left(\frac{\alpha\frac{\partial T}{\partial z} + \beta\frac{\partial S}{\partial z}}{\alpha\frac{\partial T}{\partial z} - \beta\frac{\partial S}{\partial z}}\right) \tag{2.5}$$

L'angle de Turner peut aussi être défini en utilisant le ratio de densité $R_\rho = \alpha\frac{\partial T}{\partial z}\left(\beta\frac{\partial S}{\partial z}\right)^{-1}$ tel que $R_\rho = -tan(Tu{+}45°)$ (Johnson (2006); Ruddick and Gargett (2003); Turner (1974); You (2002)). Pour Tu = 0° ($R_\rho = 1$), la température et la salinité contribuent équitablement au gradient de densité de la colonne d'eau.

Dans des conditions de colonne d'eau en état de stratification doublement stable, $\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right) > 0$ et $\left(\frac{\partial S}{\partial z}\right) < 0$. Ce qui correspond à : $-45°< Tu < 45°$. En particulier, pour $0 < Tu < 45°$, la contribution du gradient de salinité est faible relativement à celle du

gradient de température, tandis que pour $-45°< Tu < 0$, la contribution de la salinité à la stratification en densité excède celle de la température (Ruddick (1983)).

Pour $Tu = 45°$ ($R_\rho = -\infty$), le gradient de salinité disparaît. Cette caractéristique du gradient de salinité correspond à un état de la stratification de la colonne d'eau à partir duquel le gradient de salinité change de signe en produisant des effets contraires au gradient de température, jusqu'à $Tu = 90°$ où le gradient vertical stabilisant de la température est complètement compensé par le flux de sel (Johnson (2006)).

Pour $45° < \text{Tu} < 90°$, l'état de la colonne d'eau est tel que de l'eau chaude et salée se trouve au-dessus d'eau froide et moins salée. Cet état de stratification est favorable aux processus de double diffusion par doigt de sel (pour « salt fingering » en anglais). En effet, à l'échelle moléculaire, la température diffuse plus rapidement que la salinité. Ainsi la masse d'eau chaude se refroidira par diffusion thermique avec un faible taux de diffusion haline. Cette masse d'eau deviendra plus dense, et induira des échanges de quantité de mouvement de bulles d'eau plus salée vers le bas. La masse d'eau froide du dessous gagne donc de la chaleur et devient plus légère, et par diffusion thermique latérale, se lance dans un mouvement d'ascension vers la surface. Des bulles d'eau moins denses et chaudes s'entremêlent avec les bulles d'eau salées et plus lourdes : le processus de double diffusion par doigt de sel devient donc effectif dans la colonne d'eau. Des gradients verticaux déstabilisant en salinité coïncident avec des gradients stabilisant en température (voir figures 2.15a, 2.15b et 2.15c). Lorsque $Tu > 71,6°$ ($R_\rho < 2$), le processus de double diffusion devient potentiellement actif (Johnson (2006); Kolodziejczyk et al. (2015); Ruddick (1983); Turner (1973, 1974)).

Pour $Tu = -45°$ ($R_\rho = 0$), le gradient de température s'inverse, produisant des effets contraires au gradient de salinité, jusqu'à $Tu = -90°$ ($R_\rho = 1$) où le gradient vertical stabilisant de la salinité est complètement compensé par la température.

Pour $-90°< Tu < -45°$, la colonne d'eau est instable par diffusion convective : de l'eau froide et moins salée se trouve donc au-dessus d'eau chaude et plus salée, induisant une convection diffusive stable. La masse d'eau froide de surface se réchauffe par diffusion thermique et transfert ascendant de flux de chaleur (qui excède le flux de sel) de la masse d'eau inférieure. Ceci entraîne des flux descendants de densité engendrant de la diffusion convective à l'interface des couches mélangées, comme illustré sur les figures 2.15d et 2.15e (Ruddick and Gargett (2003)). En outre, pour, la stratification de la colonne d'eau est statiquement instable. Le récapitulatif des caractéristiques de l'angle de Turner est illustré sur le diagramme de la figure 2.15f.

Dans notre étude, N^2, R_ρ et Tu ont été calculés avec les données de profils de température et de salinité (CTD et Argo) en utilisant les fonctions d'état « gsw_Turner_Rsubrho » et « gsw_Nsquared » basée sur les équations thermodynamiques de l'eau de mer : TEOS-10 (« Thermodynamic Equation Of Seawater -2010 » ; IOC et al. (2010)).

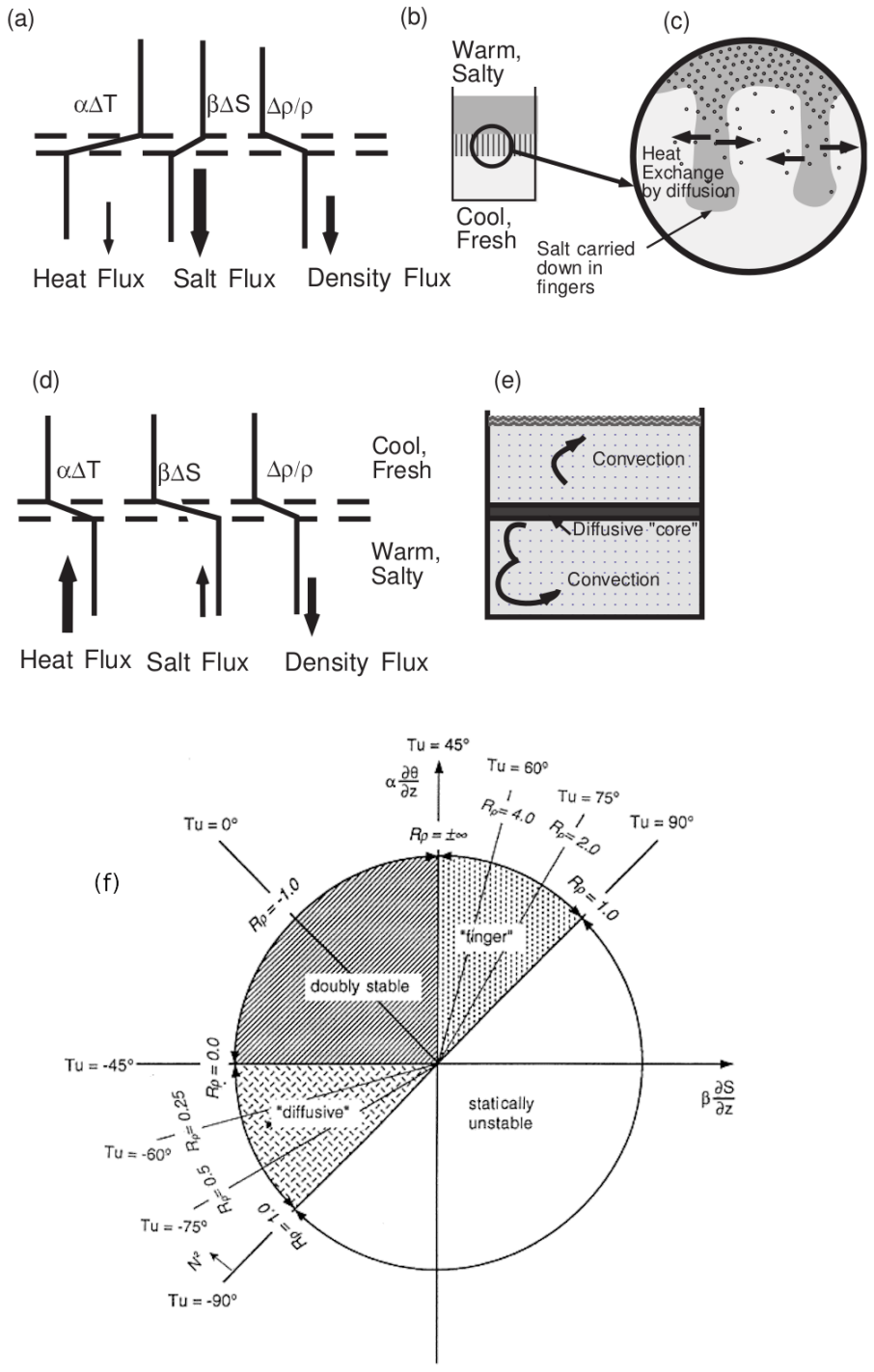


FIGURE 2.15 – a) Schéma de l'état de la stratification de la colonne d'eau au cours d'une expérience de processus de diffusion de doigt de sel. Les flux nets sont représentés par des flèches. (b) diagramme indiquant l'interface des structures de doigt de sel entre les couches mélangées. (c) Vue du processus du doigt de sel montrant le mécanisme de l'instabilité de la colonne d'eau. (d) Schéma de l'état de la stratification de la colonne d'eau au cours d'une expérience de diffusion convective à l'interface de couches mélangées. (e) Diagramme du réservoir de l'expérience, montrant les couches de convection et d'interface de diffusion.[D'après Ruddick & Gargett, 2003]. (f) récapitulatif des caractéristiques de l'angle de Turner.[D'après You (2002)].

2.8.1.2 Profondeur de couche mélangée : MLD

La quantification de la profondeur de la couche de mélange (MLD) est essentielle à la compréhension de la dynamique de la couche superficielle océanique. La couche mélangée de surface est la porte d'accès à l'océan intérieur et témoin des interactions océan-atmosphère. Cette couche de mélange océanique est la manifestation des processus de mélange turbulent vigoureux actifs dans la partie supérieure de l'océan (de Boyer Montégut et al. (2004)). Cette couche de mélange est le canal de transit de flux chaleur pour la couche superficielle. La variabilité temporelle de la MLD est directement liée aux processus de surface tels que le forçage par le vent et les flux d'eau douce, l'advection latérale d'une part, et de subsurface tels que les ondes de gravité interne d'autre part, qui sont de l'ordre du cycle diurnal, intra-saisonnier, saisonnier à interannuel (de Boyer Montégut et al. (2004); Mignot et al. (2012)). L'estimation de la MLD est donc importante pour la compréhension des variations thermohalines de la couche superficielle océanique.

La MLD, bien que complexe à estimer, est un concept arbitraire dont la quantification peut se baser sur différents paramètres, principalement : la température et la densité. Plusieurs méthodes existent pour l'estimation de la MLD, se basant sur des critères de gradient de température (ΔT) et de densité potentielle ($\Delta\sigma_\theta$) relatifs à une profondeur de référence donnée : profondeur la plus proche de la surface, arbitrairement choisie, de manière subjective, par observation directe ou par comparaison statistique. Le tableau 2.3 résume quelques exemples clés de critères d'estimation de la MLD, répertoriés par de Boyer Montégut et al. (2004). On note que ces critères basés sur des profils individuels ou moyens, varient selon études. Les valeurs seuil des gradients considérés, varient entre $0,1$°C et 1°C pour le critère en température tandis qu'elles varient entre $0,01\ kg/m^3$ et $0,125\ kg/m^3$ pour le critère en densité potentielle, suivant des profondeurs de référence (Z_{ref}) variées (0 à 10-m).

La méthode la plus utilisée dans la littérature, est celle proposée par de Boyer Montégut et al. (2004), basée sur un critère de densité potentielle $\Delta\sigma_\theta = 0,03\ kg/m^3$ par équivalence de gradient de température $\Delta T = 0,2$°C, relatif à la profondeur de référence $Z_{ref} = 10m$. En effet, la méthode de de Boyer Montégut et al. (2004) consiste à associer la MLD à la profondeur à laquelle la densité potentielle a augmenté de $0,03\ kg/m^3$ relativement à sa valeur prise à la profondeur de 10-m. Cependant, cette méthode est insensible au cycle diurne et ne permet que la détermination de $MLD \geq 10m$. Le cycle diurne et les processus à fine échelle spatio-temporelle sont très intenses dans les régions sous influence des panaches fleuve proche équatorial (Brannigan (2016); O'brien (2006); Horner-Devine et al. (2015); Vic et al. (2014)). Il est donc crucial que la détermination des variations la MLD tienne compte de ces processus.

Afin de prendre en compte ces processus à petite échelle induits par la dynamique intra-saisonnière (de l'ordre de la semaine) du panache du fleuve Congo (du côtier à

Author and Area Studied	Profiles	MLD Threshold Criterion	Z_{ref}	Criterion Choice
Sprintall and Roemmich [1999], Pacific Ocean	ind	$\Delta T = 0.1°C$ $\Delta\sigma_\theta = \frac{\partial\sigma_\theta}{\partial T}\,\Delta T$ with $\Delta T = 0.1°C$	10 m	direct observation of more than 1000 profiles
Kara et al. [2000b], Global Ocean	ave	$\Delta T = 0.8°C$ $\Delta\sigma_\theta = \sigma_\theta\,(T + \Delta T, S) - \sigma_\theta\,(T, S)$ with $\Delta T = 0.8°C$	10 m	statistical comparison with Ocean Weather Station data
Monterey and Levitus [1997], Global Ocean	ave	$\Delta T = 0.5°C$ $\Delta\sigma_\theta = 0.125$ kg m^{-3}	0 m	$\Delta\sigma_\theta$ corresponds to water mass characteristics of subtropical mode water in North Atlantic ΔT corresponds to $\Delta\sigma_\theta$ within 17 to 19°C and $S = 35$ *PSU*
Brainerd and Gregg [1995], Pacific Ocean	ind	$\Delta\sigma_\theta = 0.05$ to 0.5 kg m^{-3}	0 m	direct observation of overturning length
Suga et al. [2004], North Pacific	ind	$\Delta\sigma_\theta = 0.125$ kg m^{-3}	10 m	arbitrary
Thomson and Fine [2003], North Pacific	ind	$\Delta\sigma_\theta = 0.01$ to 0.03 kg m^{-3}	2.5 m	arbitrary
Weller and Plueddeman [1996], North Pacific	ind	$\Delta\sigma_\theta = 0.03$ kg m^{-3}	10 m	arbitrary
Schneider and Müller [1990], Tropical Pacific	ind	$\Delta\sigma_\theta = 0.01$ or 0.03 kg m^{-3}	2.5 m	corresponds to subjective estimate of MLD
Obata et al. [1996], Global Ocean	ave	$\Delta T = 0.5°C$	0 m	arbitrary
Thompson [1976], North Pacific	ind	$\Delta T = 0.2°C$	3 m	arbitrary
Spall et al. [2000], North Atlantic	ind	$\Delta T = 0.5°C$	0 m	arbitrary
Foltz et al. [2003], Tropical Atlantic	ind	$\Delta T = 0.5°C$	0 m	arbitrary
Rao et al. [1989], Indian Ocean	ind	$\Delta T = 1°C$	10 m	arbitrary

TABLE 2.3 – Exemples de critères utilisés pour l'estimation de la MLD avec des critères de variation de température (ΔT) et de densité potentielle ($\Delta\sigma_\theta$) relativement à une profondeur de référence (Z_{ref}). Les types de profils utilisés sont : "ind" pour de profils individuels, "ave" pour des profils mensuels moyens. Le type de choix est aussi mentionné. [D'après de Boyer Montégut et al. (2004)].

l'échelle hauturière), nous avons défini une nouvelle approche d'estimation de la MLD. Cette approche repose sur l'examen du gradient vertical de la densité potentielle de la colonne d'eau, entre le point de données le plus proche de la surface $z \leq 10m$ et celui relativement le plus éloigné en subsurface. Le profil du gradient vertical de densité est analysé en miroir avec le profil de densité potentielle associé, avec l'observation directe du point de rupture d'uniformité de densité. La MLD est ainsi définie comme la profondeur à laquelle le gradient vertical de densité potentielle ($\Delta_z\sigma_\theta$) est tel que :

$$\begin{cases} \Delta_z\sigma_\theta & = \dfrac{\Delta\sigma_\theta}{\Delta z} = \dfrac{\sigma_{\theta i+1} - \sigma_{\theta i}}{z_{i+1} - z_i} \leq 0,03 kg/m^4 \\ & \mid z_{i+1} \mid > \mid z_i \mid \end{cases} \tag{2.6}$$

Où σ_θ est l'anomalie de densité potentielle ($\sigma_\theta = \sigma - 1000$), z est la profondeur et i est l'incrémentation des niveaux verticaux de la profondeur. La quantité $\Delta_z\sigma_\theta$ correspond au gradient de densité entre les profondeurs z_i et z_{i+1}.

La MLD ainsi définie par le critère arbitraire de valeur seuil $\Delta_z\sigma_\theta = 0,03 kg/m^4$, constitue la couche au sommet de la surface océanique au sein de laquelle la quantité $\Delta_z\sigma_\theta$ est continûment inférieure ou égale à la valeur seuil (voir figure 2.16). La base de la couche de mélange correspond donc à la profondeur à laquelle la valeur seuil du gradient vertical de la densité est dépassée : soit pour $\Delta_z\sigma_\theta > 0,03 kg/m^4$. Cette méthode permet la mise en évidence des structures type de stratification thermohaline de double couches homogènes de la colonne d'eau telle la stratification thermohaline en structure de marches d'escalier (« Thermohaline staircase »), comme nous le verrons un peu plus loin (cf. cf.

chapitre 4, section 4.2). Les pics maximas de $\Delta_z \sigma_\theta$ sont caractéristiques de la pycnocline. En outre, la profondeur de la couche de surface, au sein de laquelle se produisent d'intenses processus de mélange, peut être déterminée par l'équilibre entre les effets déstabilisant de l'apport mécanique turbulent et les effets stabilisant de la flottabilité de surface (Maes & O'Kane, 2014). En fonction de la fréquence de flottabilité N^2, la MLD est aussi définie suivant la profondeur à laquelle :

$$MLD = Z \quad tel \quad que \quad N^2 \leq 3 \times 10^{-4} s^{-2} \tag{2.7}$$

avec les mêmes caractéristiques comparatives que l'équation (2.6)

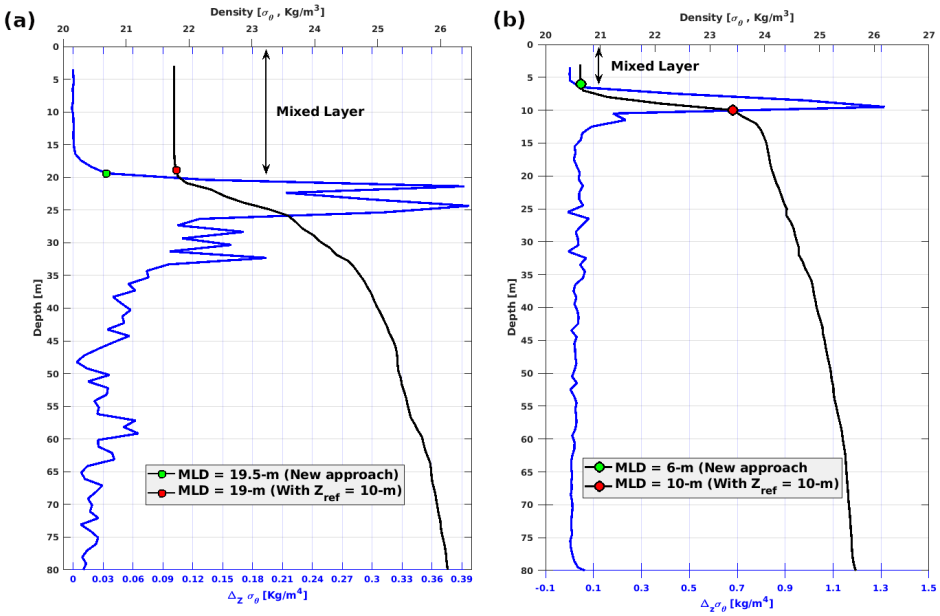


FIGURE 2.16 – Exemples de schémas de détection de la couche mélangée, avec des profils CTD PIRATA : (a) FR29 (15/03/2019) et (b) FR26 (01/04/2016). Le point vert représente la MLD estimée avec notre méthode tandis que le point rouge indique la MLD basé sur la méthode de de Boyer Montégut et al., 2004.

Comparée à la méthode de de Boyer Montégut et al. (2004), notre approche permet une détermination de la MLD dans toute son étendue, sans critère de profondeur de référence au préalable. Les structures thermohalines verticales de la colonne d'eau caractérisée par une couche de mélange de surface moins épaisse que 10-m, sont identifiables grâce à notre méthode.

2.8.1.3 Épaisseur de la couche isotherme et de la couche de barrière de sel

Il existe plusieurs méthodes de détermination de l'épaisseur de la couche isotherme (ILD, « Isothermal Layer Depth »), suivant des critères différents de gradient de température avec des profondeurs de référence variées (Voir tableau 2.3). La méthode de de

Boyer Montégut et al. (2004) (aussi Katsura & Sprintall, 2020 ; Mignot et al., 2009, 2012), consiste à associer la ILD à la profondeur à laquelle la température de la colonne a varié de $0,2°C$ relativement à sa valeur prise à 10-m proche de la surface. Comme dans le cas de la détermination de la MLD, cette méthode ne tient pas compte du cycle diurne et des processus à fine échelle de la couche de surface au-dessus de 10-m.

Ainsi, en cohérence avec l'équation (2.7), l'ILD est déterminée par la portion de la colonne d'eau, où la contribution de la température à la fréquence de flottabilité (N) est telle que :

$$ILD = Z \quad tel \quad que \quad N_T^2 \leq 3 \times 10^{-4} s^{-2} \tag{2.8}$$

Ce critère d'estimation de l'ILD est bien en cohérence avec la méthode de de Boyer Montégut et al. (2004), avec une différence d'ordre de l'unité (voir figure 2.17).

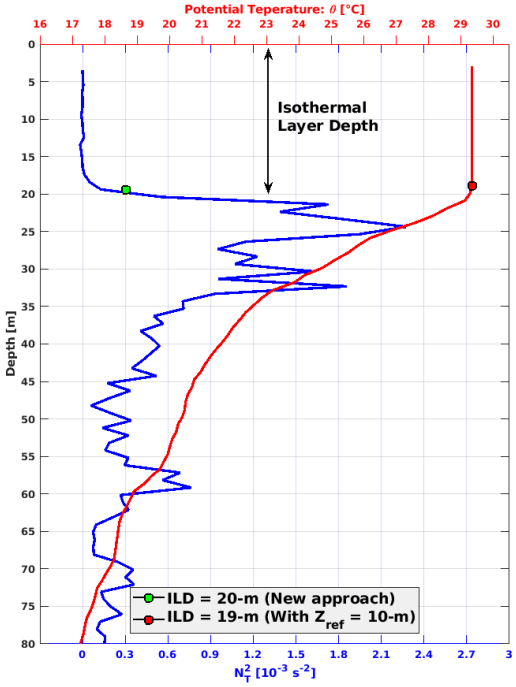


FIGURE 2.17 – Exemple de schéma de détection de la couche de mélange, avec un profil de CTD PIRATA FR29 (15/03/2019). Le point vert représente la ILD estimée avec notre méthode tandis le rouge est basé sur la méthode de de Boyer Montégut et al., 2004.

Dans les régions fortement influencées par des flux d'eau douce via les précipitations et les décharges de fleuves, la stratification de la masse d'eau de surface peut exhiber une structure de forte halocline au sein de la couche isotherme, comme illustré sur la figure 1.3. La colonne d'eau au-dessus de la thermocline peut donc afficher une couche isotherme dont la profondeur est supérieure à celle de la couche de mélange de surface : soit $ILD > MLD$ (Ando & McPhaden, 1997 ; de Boyer Montégut et al., 2004 ; Cronin & McPhaden, 2002 ; Godfrey & Lindstrom, 1989 ; Katsura & Sprintall, 2020 ; Lukas & Lindstrom, 1991 ; Mignot

et al., 2009). L'épaisseur de cette couche intermédiaire de barrière de sel – BLT (« Barrier Layer Thickness »), entre les bases de la MLD et de la ILD, est caractérisée par une stratification stable en salinité et est déterminée telle que :

$$BLT = ILD - MLD \tag{2.9}$$

2.8.1.4 Couche d'inversion de température

La couche d'inversion de température est la couche de la colonne d'eau où la température en subsurface est supérieure à celle de la couche de mélange de surface. Elle s'étend entre la profondeur (D_0) à laquelle la température commence par augmenter (T_0) et la profondeur (D_1) à laquelle la température affiche une décroissance par rapport à T0 (voir figure 2.18). Ainsi l'épaisseur de la couche d'inversion de température (ΔD) se définit telle que :

$$\Delta D = D_1 - D_0 \tag{2.10}$$

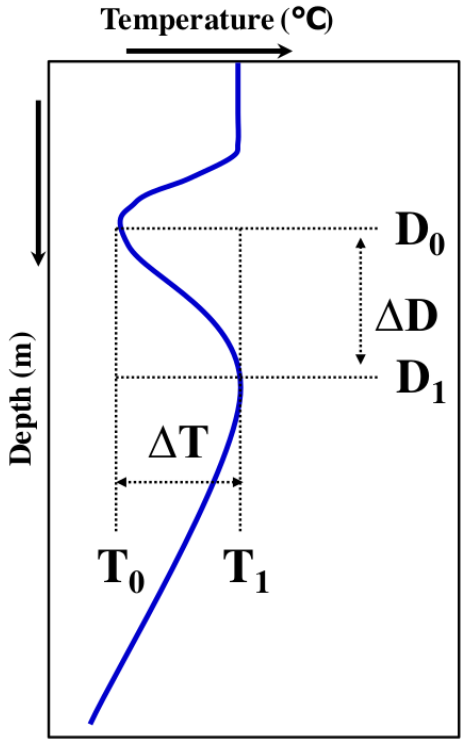


FIGURE 2.18 – Exemple d'un schéma structurel de profil de température avec inversion de température. [D'après Ueno and Yasuda, 2005].

L'amplitude d'inversion de température dans la colonne d'eau est la différence entre la température maximale (T_1) observée sous la couche de mélange et T_0 : $\Delta T = T_1 - T_0$.

Dans notre étude, toute amplitude $\Delta T \geq 0,1°C$ sur une couche d'épaisseur où $\Delta D > 1$ est prise en compte du fait de la précision des données utilisées.

2.8.2 Estimation de courant géostrophique

Le courant géographique constitue un courant non altéré par la friction du vent à la surface de l'océan, mais est représentatif du vent géostrophique. En effet, tout comme l'air dans l'atmosphère, les masses d'eau océaniques se déplacent des hautes vers les basses pressions. Sous l'effet de la force de Coriolis, ces masses d'eau sont de suite, déviées vers la droite dans l'hémisphère Nord (à gauche dans l'hémisphère Sud), en suivant des couloirs de flux isobariques (voir figure 2.19). Le courant est en équilibre géostrophique lorsque la force de Coriolis est compensée par la force de gradient de pression. Ainsi, le courant géostrophique est directement relié à la topographie de la surface de la mer, car la pression à chaque profondeur est déterminée par le poids de la colonne d'eau qui lui est superposée : les niveaux de la mer correspondent aux basses et hautes pressions respectivement.

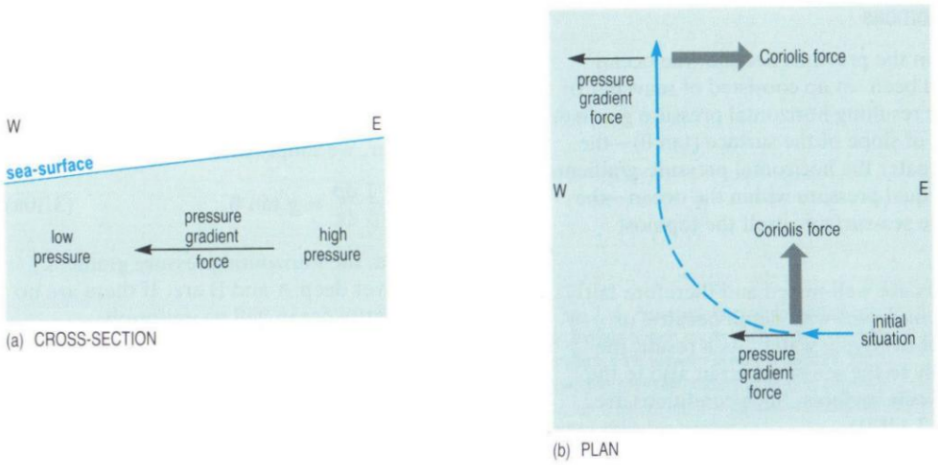


FIGURE 2.19 – (a) Section verticale zonale dans la colonne d'eau, avec la haute pression à l'Est et la basse pression à l'Ouest : on observe un gradient de pression de l'Est à l'Ouest. (b) vue en surface du flux géostrophique dérivant à droite de la force de gradient de pression sous l'effet de la force de Coriolis [D'après Evelyn et al., 2001].

Les courants géostrophiques sont régis par le système d'équations suivant :

$$\begin{cases} u_g & = -\dfrac{1}{f\rho}.\dfrac{\partial P}{\partial y} \\ v_g & = \dfrac{1}{f\rho}.\dfrac{\partial P}{\partial x} \\ \dfrac{\partial P}{\partial z} & = -\rho g \end{cases} \tag{2.11}$$

où ρ est la densité, P la pression de l'eau de mer et f est le paramètre de Coriolis. (u_g, v_g) représentent les composantes zonales et méridiennes du courant géostrophique. Les deux premières équations du système traduisent l'équilibre géostrophique tandis que la troisième représente l'équation hydrostatique dans la colonne d'eau. Ce système d'équations est obtenu grâce aux équations de Navier-Stokes, où la friction du vent et la force centrifuge sont considérés négligeables dans l'hypothèse de l'équilibre géostrophique.

En considérant la colonne d'eau entre une profondeur de référence $-z_0$ et la surface de l'océan de hauteur dynamique h (ou surélévation/SSH) telle que la densité soit quasi constante horizontalement, la pression est telle que : $P(z = -z_0) = P_{at} + \rho g(h + z_0)$ avec la pression atmosphérique à la surface. Avec cette expression, le système d'équations d'équilibre géostrophique (de 2.11) peut être écrit comme suit :

$$\begin{cases} u_g &= -\dfrac{g}{f}.\dfrac{\partial h}{\partial y} \\ v_g &= \dfrac{g}{f}.\dfrac{\partial h}{\partial x} \end{cases} \tag{2.12}$$

En considérant des couloirs de flux de masse d'eau isobarique, le profil vertical du courant géostrophique $(u_g, v_g)_{z=cst}$ entre deux colonnes d'eau peut être estimé.

Dans notre étude, les composantes zonale et méridienne (u_g, v_g) du courant géostrophique de surface sont calculées avec les données d'anomalie de hauteur mer de réanalyse GLORYS Mercator. Les profils verticaux $(u_g, v_g)_{z=cst}$ sont estimés avec les profils CTD PIRATA avec la considération des couloirs de masse d'eau isobariques (eq.2.11) de la colonne d'eau. Les fonctions « gsw_geo_strf_dyn_height » et « gsw_geostrophic_velocity » (IOC et al., 2010)basées sur (eq.2.12) ont été aussi utilisées pour l'estimation du profil vertical de la vitesse géostrophique dans la colonne d'eau.

2.8.3 Estimation de la vitesse du pompage d'Ekman

À l'interface air-mer, la friction du vent à la surface océanique engendre un écoulement de masse d'eau dans une couche limite au sommet de la couche superficielle. Cet écoulement résulte de l'équilibre entre la friction du vent à la surface et la force de Coriolis. Ce courant de masse d'eau induit par le forçage du vent représente le courant d'Ekman de surface, qui dérive en surface à 45° à droite de la direction du vent dans l'hémisphère nord. Cet équilibre entre la friction du vent et la force de Coriolis entraîne un transport moyen de masse d'eau dérivant à 90° à droite de la direction du vent dans la couche limite d'Ekman de surface (dans l'hémisphère Nord). La friction du vent s'atténuant avec la profondeur, exhibe une structure d'écoulement de masse d'eau en forme de spirale (Spirale d'Ekman), jusqu'au point où elle devient négligeable, délimitant la profondeur D_E de la couche d'Ekman de surface (voir figure 2.20).

Le courant d'Ekman de surface est régi par le système d'équations suivant :

$$\begin{cases} u_E &= \dfrac{1}{\rho f}.\dfrac{\partial \tau_y}{\partial z} \\ v_E &= -\dfrac{1}{\rho f}.\dfrac{\partial \tau_x}{\partial z} \end{cases} \tag{2.13}$$

Où (u_E, v_E) sont les composantes zonales et méridiennes du courant d'Ekman de surface, (τ_x, τ_x) est la friction du vent, ρ est la densité de l'eau de mer et f le paramètre de Coriolis.

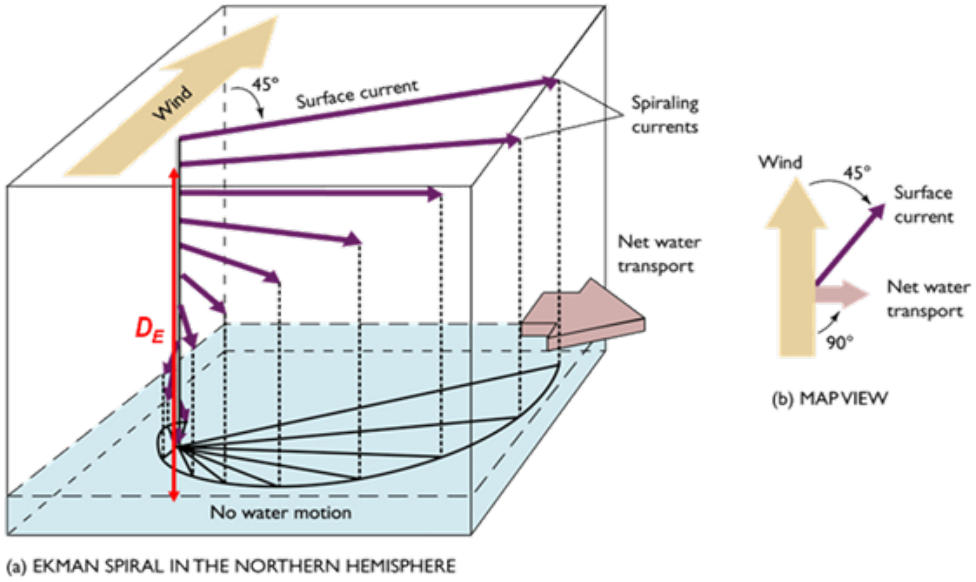


FIGURE 2.20 – (a) schéma de la spirale d'Ekman dans l'hémisphère Nord ; (b) vue horizontale de la direction structurelle du courant d'Ekman en surface et de celle du transport moyen d'Ekman dans la couche limite de surface. [D'après Sophie BELKATIR via `https://www.emse.fr/`.

En fonction de la nature du forçage du vent en surface, la dynamique du transport de masse d'eau engendre un écoulement non déferlant soit divergent ou convergent (voir figure 2.21), déterminé par la nature de la vitesse verticale (w_E) du flux d'eau à la base de la couche d'Ekman (D_E).

En considérant l'équation de continuité et en intégrant l'équation (eq.2.13) sur la profondeur $z = -D_E$ à la surface, la vitesse verticale à la base de la couche d'Ekman est telle que :

$$w_E = -\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\tau_x}{\rho f}\right) + \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\tau_y}{\rho f}\right) \tag{2.14}$$

Si $w_E < 0$; divergence de flux en surface (Pompage d'Ekman ou «Ekman pumping ») : de l'eau de la couche d'Ekman pénètre dans la couche profonde $(>D_E)$ par les bords divergents sous l'effet du forçage du vent. Le processus d'Upwelling se produit pour rétablir l'équilibre isostatique de la colonne d'eau.

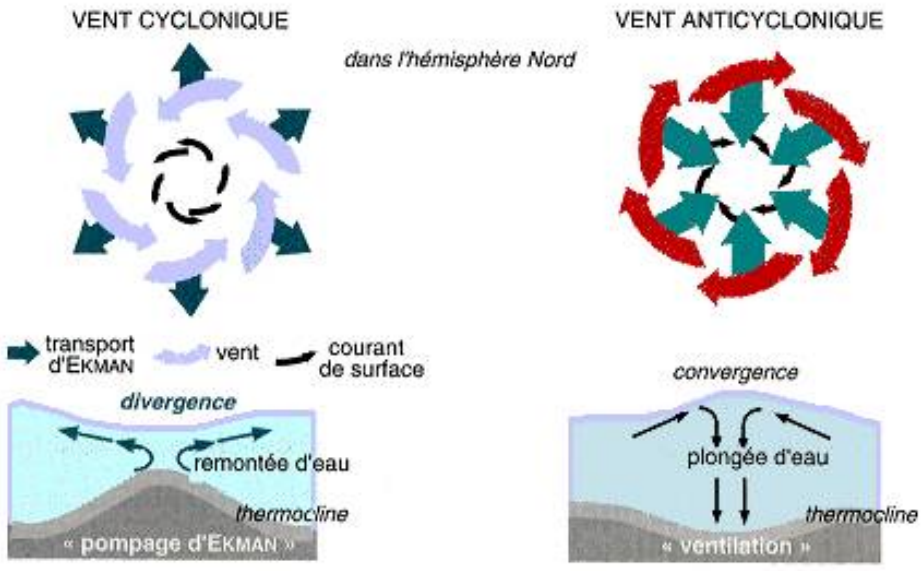


FIGURE 2.21 – Effet du courant d'Ekman sur le transport de masse autour et sous les centres de vents cyclonique et anticyclonique dans l'hémisphère Nord. [D'après Sophie BELKATIR via `https://www.emse.fr/`

Si $w_E > 0$; convergence de flux en surface (ventilation ou « Ekman succion ») : de l'eau est transférée de la profondeur ($>D_E$) vers la couche d'Ekman par les bords convergents. Le processus de Downwelling se produit pour rétablir l'équilibre isostatique de la colonne d'eau.

2.8.4 Estimation de la profondeur de la couche d'Ekman

La profondeur de la couche d'Ekman de surface est déterminée ainsi :

$$D_E = \sqrt{\frac{2\nu}{\mid f \mid}} \tag{2.15}$$

où ν est la viscosité turbulente due au forçage du vent. La viscosité turbulente due au pur forçage du vent peut être exprimée d'après Chu (2015) telle que : $\nu = 0,004 \times u_f^2 \times \mid f \mid^{-1}$ avec $u_f^2 = \tau \times \rho_0^{-1}$ est la vitesse de friction de surface (Klinger et al., 2006). τ et $\rho_0 = 1025 kg/m^3$ sont respectivement la tension du vent et la densité caractéristique de l'eau de mer.

Chapitre 3

Variabilité saisonnière des panaches d'eau douce de l'Est du Golfe de Guinée

3.1 Préambule

Dans le chapitre 1, nous avons vu que la dynamique spatiale à mésoéchelle saisonnière des panaches des masses d'eau douce (« panaches d'eau douce » par la suite) dues aux précipitations et aux ruissellements des fleuves (notamment les fleuves Congo et Niger) de la région du Golfe de Guinée, demeure encore mal connu en raison d'absence de données d'observation historique in situ robuste, ainsi que du manque d'analyse consistante d'observations satellites existant (Chao et al. (2015); Da-Allada et al. (2013); Hopkins et al. (2013); Reul et al. (2014b); Tzortzi et al. (2013)). Or, la distribution spatio-temporelle de ces panaches d'eau douce contribue à la stratification en densité de la couche superficielle océanique, et joue un rôle clé dans la modulation des interactions océan-atmosphère, ainsi que dans le cycle biogéochimique à l'échelle régionale (Brando et al. (2015); Dogliotti et al. (2016); Fournier et al. (2015)). Ainsi, dans le présent chapitre, nous avons revisité et complété les études antérieures (ex. : Hopkins et al. (2013); Reul et al. (2014b); Tzortzi et al. (2013)) sur la variabilité spatio-temporelle saisonnière des panaches d'eau douce dans la région du Golfe de Guinée. Des analyses qualitatives et quantitatives sont effectuées, d'une part grâce aux observations SMOS (CEC-CATDS [1]) qui offrent une résolution spatio-temporelle sans précédant ($\sim 50km$ − 3-4jours) et d'autre part grâce à la consistante des données hydrologiques et dynamiques de mesures in situ et produits dérivés disponibles dans cette région.

Dans un premier temps, nous avons décrit la distribution spatio-temporelle saisonnière à grande échelle (« for field dynamics », Horner-Devine et al. (2015)) des panaches d'eau douce, en termes de régime de propagation, d'extension et de dispersion au large. Ensuite, dans une approche eulérienne, nous avons investigué les principaux processus physiques responsables de la distribution spatio-temporelle saisonnière des panaches d'eau douce dans cette région. L'approche eulérienne consiste en un bilan saisonnier de salinité dans

1. CEC-CATDS : Center of Expertise for Centre Aval de Traitement des Données SMOS

la couche mélangée de surface dans les zones à forte variabilité saisonnière de SSS, tel que l'écart type saisonnier $STD \geq 2$.

Les résultats de cette étude ont abouti à la publication d'un article (Houndegnonto et al. (2021)) publié dans le « Journal of Geophysical Research : Oceans », dont la version finale est intégralement retranscrite dans la section suivante.

3.2 Article : Seasonal variability of freshwater plumes in the eastern Gulf of Guinea as inferred from satellite measurements

Abstract

In the eastern Gulf of Guinea (GG), freshwater originated from rivers discharges into the ocean and high precipitation rate are key contributors to the upper ocean vertical density stratification, and play a key role in modulating local air-sea interactions as well as biogeochemical cycle. Nevertheless, the dynamics of the GG freshwater plumes remain poorly documented because of the scarcity of historical, in situ observations and the lack of an ad hoc satellite-based analysis in this region. Recent advances in remote sensing capabilities from the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) satellite mission offer unprecedented coverage and spatiotemporal resolution of Sea Surface Salinity (SSS) in the GG. Using SMOS SSS and available in situ measurements, the seasonal variability of freshwater plumes and associated physical mechanisms controlling their seasonal cycle are presented and analyzed. Freshwater plumes in the GG follow two dynamical regimes. They present maximum offshore extension during boreal winter and exhibit minimum signature during summer. In the northeastern GG, SSS variability is mainly explained by high precipitation rate and Niger River runoff during winter, while during late summer, SSS is mainly driven by horizontal advection. In contrast, southeast of GG, freshwater plumes are mainly supplied by Congo River runoff. From September to March, SSS variability is driven by zonal advection, with a major contribution from Ekman wind-driven currents. During spring-summer, the observed SSS increase is likely explained by entrainment and vertical mixing. SSS budget and freshwater advection processes are discussed in the context of the shallow stratification induced by freshwater.

Plain Language Summary

The Gulf of Guinea (GG) receives a large amount of freshwater from Congo and Niger rivers runoff and high precipitation. Since the freshwater is lighter than the seawater, the surface freshwater input is spread within large plumes that impact the upper layer

vertical structure. The vertical stratification induced by the freshwater plume strongly impacts the air-sea heat flux exchanges but also the vertical exchanges of nutrient and organic matter. The eastern GG freshwater plumes remain poorly documented because of the scarcity of historical data in this region. This study, based on recent advancements in remote sensing of the Sea Surface Salinity from the European Space Agency Soil Moisture and Ocean Salinity satellite mission, provides a robust characterization of seasonal variability of freshwater plumes in the eastern GG by describing and quantifying their development, extent and dispersal patterns. The freshwater plumes are mainly supplied by rain (respectively river) input in the northern (respectively southern) part of this region. Their offshore seasonal evolution is mostly driven by surface currents and upward salty water fluxes. Surface wind-driven currents are also found to play a major role in the freshwater plumes offshore extension.

3.3 Introduction

The eastern Gulf of Guinea (GG) is characterized by an intense water cycle sustained by heavy precipitation due to seasonal cycle of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) (Boisvert (1967); Brandt et al. (2011); Diakhaté et al. (2016)), and by strong land-sea exchanges through several rivers discharges, notoriously the two largest hydrographic basin runoffs in the GG : that is, Niger River, which discharges in a delta, and the Congo River, the second largest river discharge in the world. The river runoffs are sources of turbidity, organic and inorganic particles, nutrients, and sediments with suspended matter, which support geochemical and biological cycles of the upper trophic system (Brando et al. (2015); Dogliotti et al. (2016); Fournier et al. (2015); Vieira et al. (2020)), and significantly impact fishery, a key socio-economical activity for the region. Rivers freshwater inputs also modify the upper ocean thermohaline properties (salinity and temperature), and thus the buoyancy and vertical stratification of the surface layers. Strong vertical salinity gradients associated with fresh pools are generally found in the upper layer of the tropical oceans (e.g., Alory et al. (2012); Cole et al. (2015); de Boyer Montégut et al. (2004); Dossa et al. (2019); Durand et al. (2019); Kang et al. (2013); Maes and O'Kane (2014); Materia et al. (2012); Pailler et al. (1999); Reul et al. (2014a)). Rivers runoffs can shallow the mixed layer depth (MLD), by limiting or preventing vertical mixing between the upper warm layer and the cold ocean interior, through the so-called barrier layer mechanism. The barrier layer allows temperature inversion at the base of MLD and modulates air-sea interactions (Balaguru et al. (2012); Foltz and McPhaden (2009); Mignot et al. (2007, 2009, 2012); Sprintall and Tomczak (1992); Varona et al. (2019)). Accordingly, seasonal to interannual air-sea interactions as well as regional climate could be affected by the variability of the upper ocean freshwater content in the region (Mignot et al. (2012); Reul et al. (2014a)).

Freshwater inputs could also affect the ocean surface current structures and velocities due to the generation of anomalous buoyant plumes (Soloviev et al. (2002)). For example, from a numerical model experiment, Varona et al. (2019) showed that the Amazon River discharge strongly affects the North Equatorial Counter Current (NECC) velocities. At smaller scale and within coastal band (<50 km), Horner-Devine et al. (2015) reported that knowing the structure of freshwater plumes pathways is essential for identifying the overall fate and transport of the freshwater discharge, as well as any nutrients, pollutants, sediments carried out by the plume. Hence, it is crucial to monitor the spatial extent and the dispersal pattern of freshwater plumes to better understand the upper ocean dynamics within these fresh buoyant plumes, especially in the GG.

Colored Dissolved Organic Matter (CDOM) and Turbidity (T_u) by Sediments (S_{ed}) and suspended matter (S_{mat}) and low Sea Surface Salinity (SSS) patterns are ubiquitous indicators of the river plumes (e.g., Brando et al. (2015); Constantin et al. (2016); Dogliotti et al. (2016); Falcini et al. (2012); Fournier et al. (2015); Schroeder et al. (2012)). Detecting freshwater plumes by these former indicators (CDOM, T_u, S_{ed}, and S_{mat}) are usually based on the upper water column optical properties such as the absorption coefficient of colored detrital matter (a_{cdm}), light penetration, and reflectance. Their measurement by satellite are however strongly contaminated by cloud coverage or other optically active substances that absorb almost in the nearest/same waveband such as chlorophyll-a concentration resulting from coastal upwelling processes (e.g., Hopkins et al. (2013)). Hence, due to the dilution effect of freshwater on seawater salinity, the SSS is the best tracer of freshwater plumes variability from coastal to basin-scale dynamics.

From numerical modeling experiments dedicated to the eastern GG basin, Berger et al. (2014) showed that both precipitation and rivers runoffs are necessary to explain permanent low SSS values in the Bight of Biafra. On the other hand, they also showed that the Congo River discharge alone can explain most of the low SSS patterns south of the equator (see also Camara et al. (2015); Tzortzi et al. (2013); Yu (2011)). Nonetheless, the dispersal patterns and physical processes responsible for the freshwater plumes variability remain poorly documented, mainly because of the scarcity of historical in situ observations in this particular region. Our knowledge on the river plumes variability and their impacts on the ocean dynamics in this region mostly relies on the few observational studies conducted since the 1960s (Berrit and Donguy (1964); Boyer and Levitus (2002); Dessier and Donguy (1994); Eisma and Kalf (1984); Eisma and Van Bennekom (1978); Materia et al. (2012); Meulenbergh (1968); Reverdin et al. (2007)). By combining available in situ observations and numerical model results, Da-Allada et al. (2013) analyzed the mixed layer salinity (MLS) budget in the whole tropical Atlantic. However, they found large uncertainties in the SSS budget established for the river plume areas in the eastern GG due to the sparseness of in situ data.

Recent advances in SSS remote sensing capabilities using L-Band microwaves sensors

on the European Space Agency (ESA) Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS), the NASA Aquarius, and the NASA Soil Moisture Active Passive (SMAP) satellites missions now offer unprecedented spatio-temporal resolution of the tropical SSS fields (Reul et al., 2020), with an average resolution of 45x45km^2 and a revisit time of 4 days (for SMOS and SMAP). The L-band satellite capability allows the monitoring of large mesoscale SSS features at unprecedented vicinity of the coast (~50 km). In the GG, several recent studies have used satellite SSS data to analyze the SSS spatio-temporal distribution in association with large river plumes from synoptic to interannual time scales (Chao et al. (2015); Hopkins et al. (2013); Reul et al. (2014b)). By using the data collected during the first year (2010) of the SMOS mission, Hopkins et al. (2013) presented a qualitative overview of freshwater plumes characteristics off Congo : the mean SSS distribution within the freshwater plumes is found to change with the seasonal cycle of the Congo River discharge and to be correlated with the local wind stress. However, the potential role of ambient surface currents on the freshwater plumes seasonal variability remains unclear (Vic et al. (2014)). From the first 3 years (2010 - 2012) of SMOS SSS data, Reul et al. (2014b) suggested that combining information on surface currents, rain rates, and SSS together with rivers discharges would allow to better quantify the variability of the hydrological cycle in the GG. Moreover, due to the shortness of the time series and near coastal contamination of the first releases of SMOS SSS products, a quantification of physical drivers of freshwater plumes variability remains to be done.

Recent improvements in SMOS data products have allowed to mitigate the coastal biases and filter out the SMOS satellite data contaminated by radio frequency interference (RFI), as well as conserving the strong SSS dynamics in the coastal region, especially within the river plumes (Boutin et al. (2018); Kolodziejczyk et al. (2016)). More than one decade of SMOS SSS is now available, enabling us to monitor the seasonal and interannual SSS dynamics in the GG from regional to basin scales, including the near coastal ocean affected by river discharges. Furthermore, the increase of Argo profiling floats deployment, the yearly French PIRATA research cruises (Bourlès et al. (2019)) and voluntary observing ships (VOS) have recently resulted in a consistent amount of in situ data in the eastern GG.

The present study aims are twofold. The first objective is to provide a refined characterization of the spatio-temporal variability of the freshwater plumes at seasonal scale by describing and quantifying their development, extent, and dispersal patterns based on the SMOS SSS data. The second objective is, by using estimates of the freshwater fluxes into the ocean (evaporation, precipitation, and runoffs) and surface currents from altimetry and in situ measurements, to quantify the physical processes involved in the SSS seasonal variability within two subregions of the GG : (1) off Congo (dashed black box : 5°E–13°E and 9°S–3°S, Figure 1c), and (2) off Niger River, the northeastern-most part of the GG (solid black box : 4°E–10°E and 0.5°N–6°N, Figure 1c). Indeed, freshwater plumes (indu-

ced by rivers runoff and/or precipitation) are fundamentally multiscale flow structures, which occur in a range of sizes and shapes, depending on the primary parameters that determine their dynamics : freshwater discharge, tidal amplitude, coastline bathymetry/ geometry, ambient ocean currents and water properties, wind stress, and Earth's rotation (Horner-Devine et al. (2015)). As SMOS SSS data are limited in the coastal scale, diagnostics of freshwater plumes dynamics in the range of estuaries to coastal scales is not the goal of the present study. Here, the dynamics of the freshwater plumes are analyzed by considering the regional scale of SSS dilution footprint due to rivers runoff and precipitations. We focus specifically on the dominant processes that contribute to the far-field dynamics of freshwater plumes at regional scale (Horner-Devine et al. (2015)).

The study is organized as follows : data and methods are described in Sections 2 and 3 ; the major results are presented in Section 4 ; and Section 5 is dedicated to discussion and conclusion.

3.4 Data

3.4.1 SMOS Observation and validation

Launched in November 2009, the SMOS satellite is an ESA's Earth Explorer Opportunity mission dedicated to measure global Soil Moisture and Ocean Salinity (Kerr et al. (2010); Reul et al. (2020)). This mission is part of the Living Planet Program which aims at monitoring Essential Climate Variables, such as the ocean's surface salinity (Mecklenburg et al. (2012)). SMOS follows a sun-synchronous polar orbit with a local equator-crossing time at 6 a.m. for ascending passes and a repeat sub-cycle of about 18 days. SMOS is equipped with the MIRAS L-band (frequency of ~1.4 GHz) interferometric radiometer instrument providing SSS (retrieved from brightness temperature), with a ground resolution of about 50 km and a global coverage reached after 3–4 days. In this study, the so-called SMOS SSS CEC-LOCEAN L3 18 days debiased-V2.1 products are used. This product relies on improved outliers filtering (i.e., more efficient RFI contamination screening) and reduction of systematic biases to provide enhanced SSS accuracy along the coasts (Boutin et al. (2018); Kolodziejczyk et al. (2016)). In this product, the noise has been reduced using an 18-day running Gaussian filtering and a 25-km median filter. The product is provided on 1/4° horizontal grid (EASE grid), with a 4-day time interval and covers the period 2010–2017. This product has been shown to be particularly adequate for observing near coastal fresh water plumes (Boutin et al. (2018)). The data set was obtained from the French Centre Aval de Traitement des Données SMOS (CATDS, `https://www.catds.fr/`).

This data set allows to well observe the SSS variability in the GG. As revealed in Figure 3.1, the variability of the low salinity waters in the eastern part of the GG determined

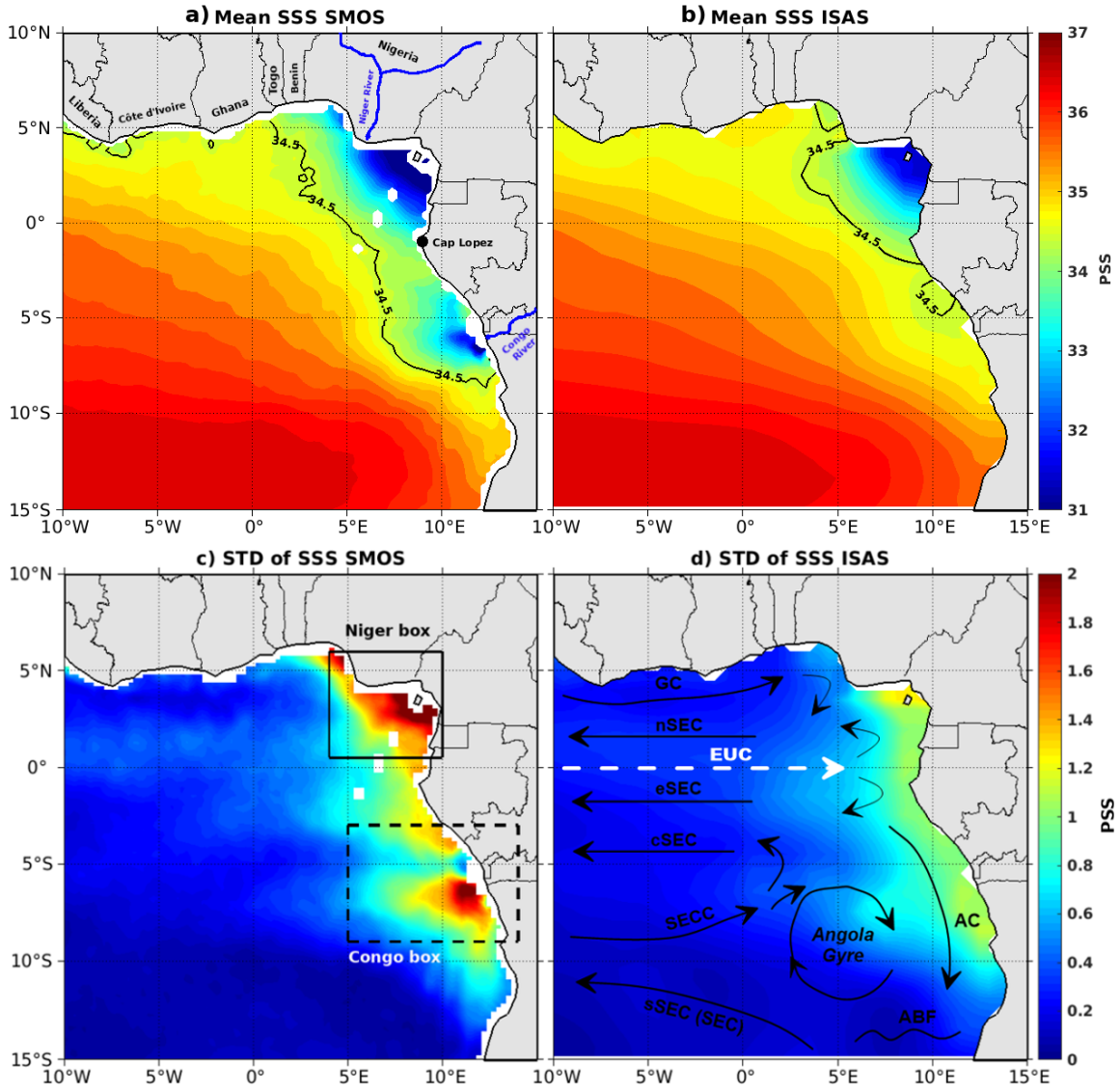


FIGURE 3.1 – Map of the temporal mean SSS derived from (a) SMOS (2010–2017) and (b) ISAS (2010–2016). The bottom panels are the standard deviation of SSS seasonal cycle from (c) SMOS and (d) ISAS SSS in situ product. The solid black box and the dashed black box represent the Niger box (4°E–10°E and 0.5°N–6°N) and the Congo box (5°E–13°E and 3°S–9°S), respectively. Schematic distribution of the horizontal circulation is shown on (d) : the Guinea Current (GC) ; the northern (nSEC), equatorial (eSEC), central (cSEC), southern South Equatorial Current (sSEC) ; the Equatorial Undercurrent (EUC) ; the Angola Current (AC) ; the South Equatorial Countercurrent (SECC) and Angola Benguela Frontal zone (ABF) (see Hopkins et al. (2013); Lass and Mohrholz (2008); Talley et al. (2011)). ISAS SSS are provided by the Coriolis center via the Copernicus website (`http://www.coriolis.eu.org`) (Gaillard et al. (2016)). SMOS, Soil Moisture and Ocean Salinity ; SSS, Sea Surface Salinity.

from SMOS products is found significantly higher than the one inferred from objectively analyzed SSS fields built from in situ observations alone, the In Situ Analyses System-ISAS-products (Kolodziejczyk et al. (2017)). SMOS SSS data enable to observe a clear low salinity signature in the region of the Congo River plume (Figures 3.1a and 3.1b). It also reveals, for the first time, a strong and more realistic SSS seasonal amplitude (more than 2 pss in the eastern GG) within plumes area (Figures 3.1c and 3.1d).

For the purpose of the present study, we have also evaluated the accuracy and representativeness of SMOS SSS from in situ data available in the eastern GG, described in the following paragraph. In situ and satellite SSS data are in good agreement, with root mean square deviation (RMSD) of 0.4 pss and a high linear cor- relation coefficient of $r = 0.94$ at a 95% significance level (see Appendix A). As shown in the Amazon-Orinoco and in the Bay of Bengal plume regions (Akhil et al. (2016); Boutin et al. (2018); Fournier et al. (2015)), SMOS SSS data exhibit a good signal-to-noise ratio and thus are reliable and accurate enough to address the seasonal variability of freshwater plumes in the GG and near the coast. Note that in the eastern GG, the SSS variability deduced from the SMOS SSS data is mostly dominated by the seasonal signal, while the interannual signal is significantly weak (not shown, see Figure 3.13).

3.4.2 In situ data

In situ salinity and temperature data are used to validate the SMOS SSS product (see Appendix A) and to provide subsurface hydrological observations needed to compute a salinity mixed layer budget. Thermo- salinograph Sea Surface Salinity (TSG SSS) measurements are obtained from Voluntary Observing Ships— VOS—(Alory et al., 2015) and research vessels (Gaillard et al. (2015)) (Figure 3.2c). These data have been quality controlled in delayed mode and calibrated by the French SNO-SSS (Service National d'Observation SSS ; `http://www.legos.obs-mip.fr/observations/sss/`) and by researchers from the Laboratoire d'Océanogra- phie Physique et Spatiale (LOPS, `https://www.umr-lops.fr/`). TSG SSS are available at 5-min time resolution and are representative of salinity within the near-surface 10-m depth. They are yearly updated and freely available (Alory et al. (2015); Kolodziejczyk et al. (2020)).

Temperature and Salinity (T/S) profiles from autonomous Argo floats are provided by the international Argo program since the early 2000s (Riser et al. (2016)). For the purpose of this study, 13,030 individual T/S Argo profiles from 2010 to 2017 have been used. The selected profiles were downloaded from the Global Data Assembly Center for Argo (GDAC) (Argo (2020)). They are in delayed mode and individual data select- ed have a quality flag set to 1 (Figures 3.2a and 3.2b). Remaining suspicious profiles were rejected after control and visual check. For the MLD computation purpose, we only took into account the profiles for which : (1) the first depth of measurement is shallower than, or,

equal to, 10-m depth and (2) T/S data that are available at least over a depth greater than 30 m, because MLD encountered in the eastern tropical Atlantic is gener- ally shallower than this particular depth (de Boyer Montégut et al. (2004); Dossa et al. (2019)). Based on these selection criteria, 11,304 Argo profiles were used.

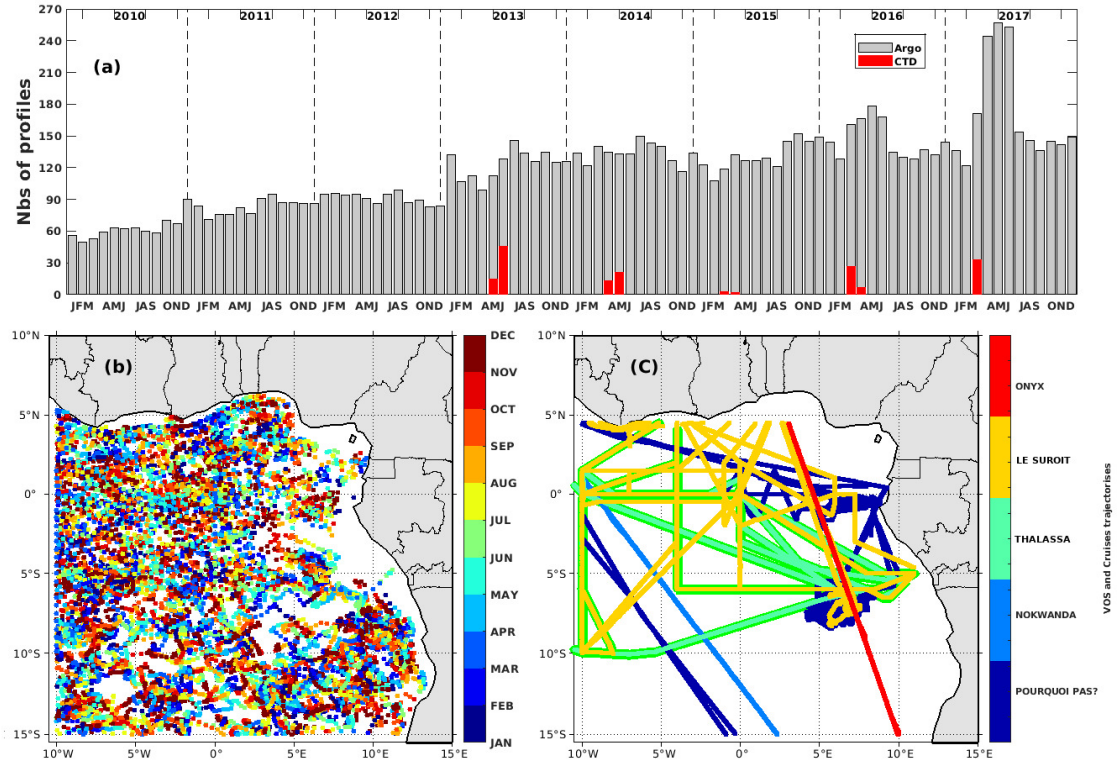


FIGURE 3.2 – (a) History of Argo float and CTD PIRATA FR profiles from 2010 to 2017 in the Gulf of Guinea ; (b) Spatial distribution of the profiles per month ; (c) VOS (ONYX, NOKWANDA, and POURQUOI PAS ?) trajectories for TSG SSS measurements and PIRATA (LE SUROIT and THALASSA) cruises in the GG. CTD, Conductivity Temperature Depth ; GG, Gulf of Guinea ; SSS, Sea Surface Salinity.

Conductivity Temperature Depth (CTD) profiles were obtained during French yearly research cruises car- ried out from 2013 to 2017 in the framework of the PIRATA program (Bourlès et al. (2019)). 166 PIRATA CTD casts have been carefully controlled and post-calibrated (Bourlès et al. (2018)).

3.4.3 Surface freshwater flux data

In this study, we used the Objectively Analyzed air-sea Fluxes (OAFlux) evaporation data product, with 1° × 1° horizontal resolution and monthly time step. Precipitation data were obtained from Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM 3B42 ; `http://apdrc.soest.hawaii.edu/datadoc/trmm_3b42_daily.php`), with 1/4° spatial resolution and daily time record. Both data sets cover the period from 2010 to 2017.

The GG is fed by more than 13 rivers (Mahé (1991)). Only Congo and Niger rivers

(~81% of rivers discharge in the GG) are considered hereafter. The Congo River is the second strongest discharge in the world, with a runoff of $40 \times 10^3 m^3/s$ on average (Berger et al. (2014); Mahé and Olivry (1999)), while Niger River is ranked 24th, with $6 \times 10^3 m^3$/s (Dai and Trenberth (2002); Kang et al. (2013)). Both runoff data were collected as continuous monthly time series over 2010–2017 from observatory service HYdro-geochemistry of the AMazonian Basin (SO-HYBAM, `http://www.ore-hybam.org/index.php/eng/Data`) and from NCAR (Dai (2017)) database for the period 2006–2014, respectively.

3.4.4 Surface current and wind data

The Geostrophic and Ekman Current Observatory (GEKCO) product provides an estimate of surface cur- rent on a 1/4° grid at global scale and is produced daily (Sudre et al. (2013)). The Ocean Surface Current Analysis Realtime (OSCAR) currents, available with 0.33°×0.33°×5 days grid resolution are also used. OS- CAR product is currents averaged over the top 30-m (Lagerloef (2002); Lagerloef et al. (1999)), while GEKCO product represents the top 15-m depth dynamics (Sudre et al. (2013)). Both GEKCO and OSCAR horizontal velocity are estimated from satellite altimetry and satellite wind stress products, thus including geostrophic and Ekman components (available over 2010–2017). In addition, we used the mean monthly climatology of near-surface velocity from satellite-tracked drifting buoy observations (the so-called DRIFTER currents) available on a 0.25°×0.25° grid resolution (Laurindo et al. (2017)). We also used ANDRO surface current products that are estimated from Argo floats surface drifts. They provide an estimate of ocean circulation in the top 2-m depth (Ollitrault and Rannou (2013)). Finally, ADCP currents (150 kHz) from the French research cruise PIRATA FR 2017 (Bourlès, Herbert, et al. (2018)) are used to highlight the vertical structure of ocean currents off Congo. They are provided with a 4-m vertical resolution and from a depth of 16 m. In addition, we used the wind data provided by the Global Ocean—Wind Analysis to characterize the wind regime over the GG, which are monthly averaged products with a 0.25×0.25 spatial resolution (Bentamy and Fillon (2012)).

3.5 Method

3.5.1 Co-localization method and freshwater plume pathway

The isohaline 34.5 pss has been chosen to track freshwater plume horizontal extension. This isohaline well characterizes the SSS front between the coastal area and the open ocean. It corresponds to SSS anomalies of −0.5 pss with respect to the monthly mean SSS value of 35 pss found in the GG (as determined from SMOS SSS). For the Congo River plume region, the ocean surface domain covered by SSS under this threshold value is found to be similar to the region where monthly SSS is anticorrelated with the observed

monthly river discharge with a correlation coefficient of -0.5 (with 99% confidence level) or less, according to Chao et al. (2015).

3.5.2 Near surface salinity budget equation

To diagnose the physical processes driving the freshwater plumes variability in the GG, we performed a salinity budget within the upper ocean mixed layer. This approach has been widely used in the literature for investigating the processes of seasonal and interannual SSS variability within the ocean superficial layer in the Tropical Atlantic, from both observation data and numerical model outputs (e.g., Awo et al. (2018); Camara et al. (2015); Da-Allada et al. (2013); Kolodziejczyk and Gaillard (2013); Vialard et al. (2001)). Combining Moisan and Niiler (1998) and Köhler et al. (2018) approaches, the MLS evolution equation (Equation 3.1) can be written as follows :

$$\frac{\partial \bar{\boldsymbol{S}}}{\partial t} = -\underbrace{\bar{\boldsymbol{u}}\cdot\nabla\bar{\boldsymbol{S}}}_{ZADV} - \underbrace{\bar{\boldsymbol{v}}\cdot\nabla\bar{\boldsymbol{S}}}_{MADV} + \underbrace{\frac{E-P-R}{h}\boldsymbol{SSS}}_{SFFLUX} - \underbrace{\frac{1}{h}W_e.(\bar{\boldsymbol{S}}-\boldsymbol{S}_{-h})}_{ENT} + \underbrace{\overline{k_H\nabla_H^2\boldsymbol{S}}}_{HDIFF} + \boldsymbol{R}_e \tag{3.1}$$

with :

$$\boldsymbol{R}_e = \underbrace{-\frac{1}{h}\left(k_z\frac{\partial \boldsymbol{S}}{\partial z}\right)_{z=-h}}_{\textbf{VDIFF}} \underbrace{-\frac{1}{h}\nabla\cdot h\overline{\left(\hat{\boldsymbol{V}}\hat{\boldsymbol{S}}\right)}}_{\textbf{Vertical shear}} \underbrace{-\overline{\nabla\cdot\boldsymbol{V}'\boldsymbol{S}'}}_{\textbf{EHADV}} \underbrace{+\frac{1}{h}\left(\boldsymbol{w}'\boldsymbol{S}'\right)_{z=-h}}_{\textbf{EVADV}} \tag{3.2}$$

$$W_e = H_e\left(\frac{\partial h}{\partial t} + \boldsymbol{V}_{-h}\cdot\nabla h + w_{-h}\right) \tag{3.3}$$

The depth-averaged of any variable over the MLD (h) is defined as : $\bar{a} = (1/h)\int_{-h}^{0} a dz$ and the deviation from this average is noted as $\hat{a} = a - \bar{a}$. $\nabla \equiv ((\partial/\partial x),(\partial/\partial y))$ is the horizontal gradient operator (x and y are eastward and northward coordinates, respectively).

In Equation (3.1), S is the mean monthly MLS ; V is the mean monthly horizontal velocity (including Ekman velocity and geostrophic velocity) with (u, v) the zonal (x) and meridional (y) components of the velocity ; E, evaporation, P, precipitation, and R, the River runoff. k_H is the horizontal diffusion coefficient, considered to be equal to 2,000 $m^2 s^{-1}$ (Da-Allada et al. (2013)) and k_Z is the vertical diffusion coefficient. S_{-h} characterizes the salinity at 10 m below the MLD (Berger et al. (2014)).

From left to right, individual terms of Equation (3.1) are : the MLS $\boldsymbol{S}$ tendency, mean zonal (ZADV) and meridional (MADV) advection, surface freshwater flux (SFFLUX), entrainment at the base of the mixing layer (ENT), horizontal diffusion (HDIFF), and a residual (R_e). The residual term (Equation 3.2) includes the vertical diffusion (VDIFF), the vertical shear, the eddy horizontal (EHADV), and the vertical (EVADV) salinity

advection processes. The residual term also includes the sum of all un-estimated physical terms and the accumulated errors from other terms. The eddy salinity advection terms are the temporal derivative from the mean salinity advection.

W_e is the entrainment velocity (Equation 3.3) at the base of the mixed layer. Only positive vertical velocities are considered and the detrainment (downward movement, negative velocities) is set to zero, since the water mass that flows out from the base of the mixed layer has the same properties as the water in the mixed layer, and does not affect the salinity in the MLS (Da-Allada et al. (2013); Foltz et al. (2004); Ren et al. (2011); Schlundt et al. (2014)). This constraint is setup with the use of the Heaviside step function : $H_e(x) = \{1, x \geq 0 \text{ and } 0, x < 0\}$ in Equation (3.1).

w_{-h} is the vertical velocity at base of the MLD, and is estimated from the continuity equation. Following Wade et al. (2011), we assumed that the horizontal divergence is depth independent in the mixed layer, so that the vertical velocity at the mixed layer base is expressed as :

$$w_{-h} = h\left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right] \tag{3.4}$$

Due to the constraints of the observation data available, we assumed that the surface horizontal velocities are representative of the velocities $V_{-h} = (u_{-h}, v_{-h})$ at the base of mixed layer.

According to Foltz et al. (2004), we assume that SSS is representative of the MLS (Da-Allada et al. (2013, 2014)). Therefore, in the following, no distinction will be made between the MLS and the SSS. The MLD is computed with individual T/S profiles, by 0.03 $kg.m^{-3}$ density criterion relative to the density at 10-m depth (de Boyer Montégut et al. (2004)) ; then we applied an objective mapping interpolation to get the mean monthly climatology. The partial derivative terms of Equation (3.1) have been calculated with central difference on the 1/4° grid resolution. Data set with low spatial resolution has been regridded onto SMOS SSS grid resolution. Due to the constraints of the observation data available, and for the sake of coherence of time-step differential, each term of Equation (3.1) was computed with climatological monthly mean of each variable. This method allows to evaluate at the same variance level, the seasonal variability held in each term of Equation (3.1).

The MLS budget is averaged in two boxes defined in Figure 3.1c. These boxes are chosen with three criteria, to investigate the physical processes behind the dynamics of the freshwater plumes in the eastern GG. The boxes encompass (i) the rivers' mouth, (ii) the highest variability of SSS (area covered by SSS seasonal cycle STD more than ~1pss, Figure 3.1c), and (iii) the furthest offshore extension of low SSS pattern (the far-field region of freshwater plume) to encompass the full extension of freshwater plumes. The northern box is presently smaller, but its size does not matter. We have tested the size of the northern box for many dimensions and the seasonal cycle of the budget is still

the same. Following these criteria, the diagnostic of salinity budget performed below is expected to reveal the physical processes that control the freshwater plume variability in the eastern GG.

3.6 Results

3.6.1 Horizontal variability of freshwater plumes in the GG

The seasonal cycles of the monthly mean precipitation rate and runoffs off Congo and Niger rivers mouths are shown in Figure 3.3. In the Niger box, rainfall rates present a semi-annual cycle with maxima in May–June and October–November and minima in January and August, related to the back and forth meridional displacement of the ITCZ in the northern part of the GG (Diakhaté et al. (2016); Gu and Adler (2004); Materia et al. (2012)). The Niger River runoff exhibits an annual cycle with maximum runoff in September–October (Figure 3.3, top panel).

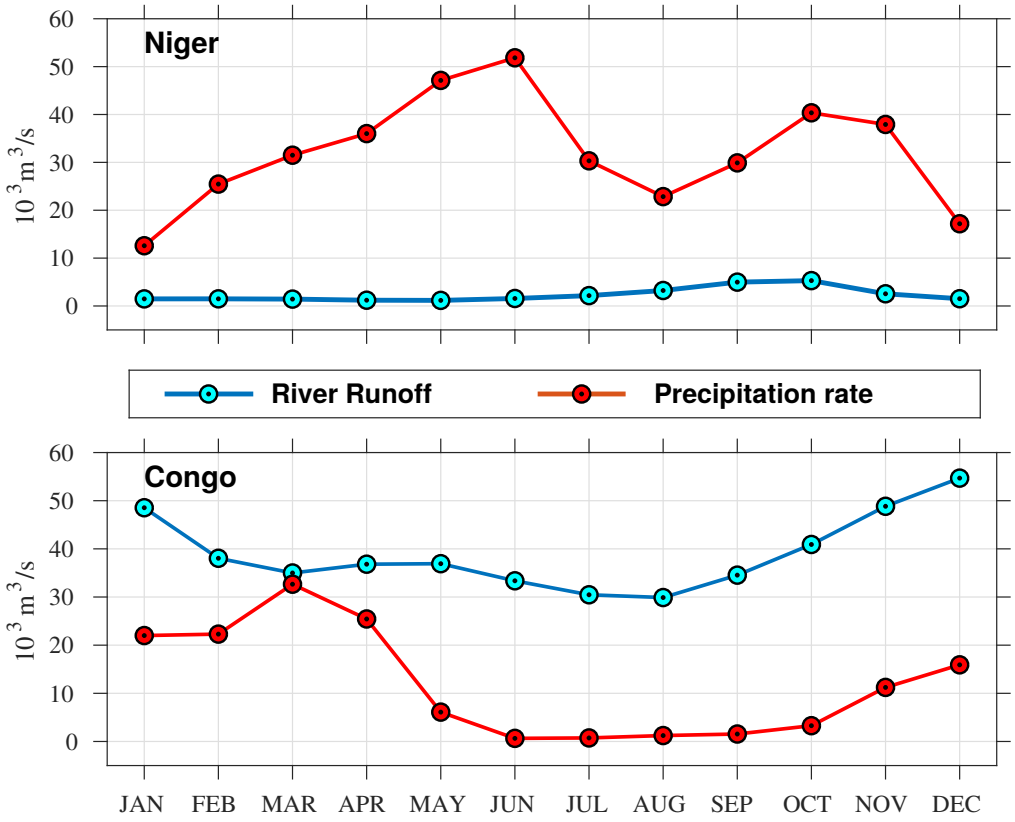


FIGURE 3.3 – The 2010–2017 averaged seasonal cycle of precipitation rate (red curve ; m^3/s) and rivers runoff (blue curve ; m^3/s) integrated over the Niger box (top panel) and Congo box (bottom panel). The boxes are those defined in Figure 3.1c.

In contrast, the Congo River plume (Congo box) is weakly influenced by the ITCZ seasonal meridional migration (Materia et al. (2012)). Consequently, the precipitation in the Congo region follows an annual cycle with a peak observed over November-April. The Congo River exhibits a large discharge throughout the year peaking from November to January. The Congo runoff dominates the freshwater flux and during October-January, the freshwater input is mainly dominated by the Congo River discharge which contributes by more than 78% with a maximum flux of ~61×10^3 m^3/s in the Congo box (Figure 3.3, bottom panel). In contrast, in the Niger box, the rain rate explains more than 89% of the freshwater fluxes (~40×10^3 m^3/s) during the maximum river discharge season (September-November) (Figure 3.3, upper panel).

The 2010–2017 mean monthly climatology of SSS and surface currents in the GG are shown in Figure 3.4. Spatial and temporal variability of freshwater plumes distribution/extension are well detailed. The isohaline 34.5 pss is drawn to delimit the horizontal extension of the freshwater plumes. One can distinguish two regions of low SSS (hereafter named as freshwater plumes) : (i) Niger region freshwater plume (including Niger River outflows) located in the northeastern GG (including Bight of Biafra and Bight of Benin) and (ii) Congo region freshwater plume (including Congo River outflows), in the southeastern GG.

From September to December, the freshwater plume off Congo extends northwestward along the coast until it connects to the Niger freshwater plume. During these months, the northernmost area of the eastern GG freshwater plumes is observed to extend progressively westward along the northern coasts of GG from 5°E to 10°W, where it is also fed by other secondary rivers (such as Cavally, Sassandra, Bandama, and Comoe rivers). From January to April, one observes the circulation from west to east of a salty water tongue along the northern coast of GG (from 10°W to 4°E) and the associated southward detachment of the freshwater plume toward the equator. This coastal detachment of freshwater plume, likely by salty advection, could be tied to the Guinea Current (GC) seasonal reversal (Boisvert (1967); Djakouré et al. (2017)), or related to coastal trapped eddies, which reach their maximum intensity in boreal summer in the north of the GG (Djakouré et al. (2014)). During that period, the 34.5 isohaline surrounding the southern part of the Congo freshwater plume progressively extends southward along the Angola coast from 10°S in January to reach 12°S in March. The GG's north and south freshwater plumes then merge to form a wide freshwater plume reaching a maximum surface area extension around April. The surface currents distribution is mostly southeastward offshore of ~330–440-km width band along the coast, within low SSS patterns over this period.

From May to August, an abrupt surface salinization is observed along the equator off Cape Lopez (latitude 0°37′46°S), reaching up to 36 pss. In the equatorial band (±5° around the equator), this corresponds to an increase of about +0.7 pss with respect to the January–April period. This surface salinization splits the merged freshwater plume of the

eastern GG into two distinct patches of low SSS patterns extending apart of the equator. The zonal extension of the northeastern freshwater plume then significantly reduces during that part of the season with the 34.5 isohaline displaced along a central latitude of 3°N from 5°W in May to ~5°E in August.

In May, the Congo region freshwater plume reaches a maximum westward extension until 4°E along 6°S, that is, the westernmost tip of the plume is located at a distance of about ~950 km from the Congo River mouth. In June, the 34.5 isohaline is abruptly displaced eastward toward the Congo coasts up to 8°E, where the westernmost tip of Congo freshwater plume is observed almost stationary for the next two months (see summary movie in supporting information).

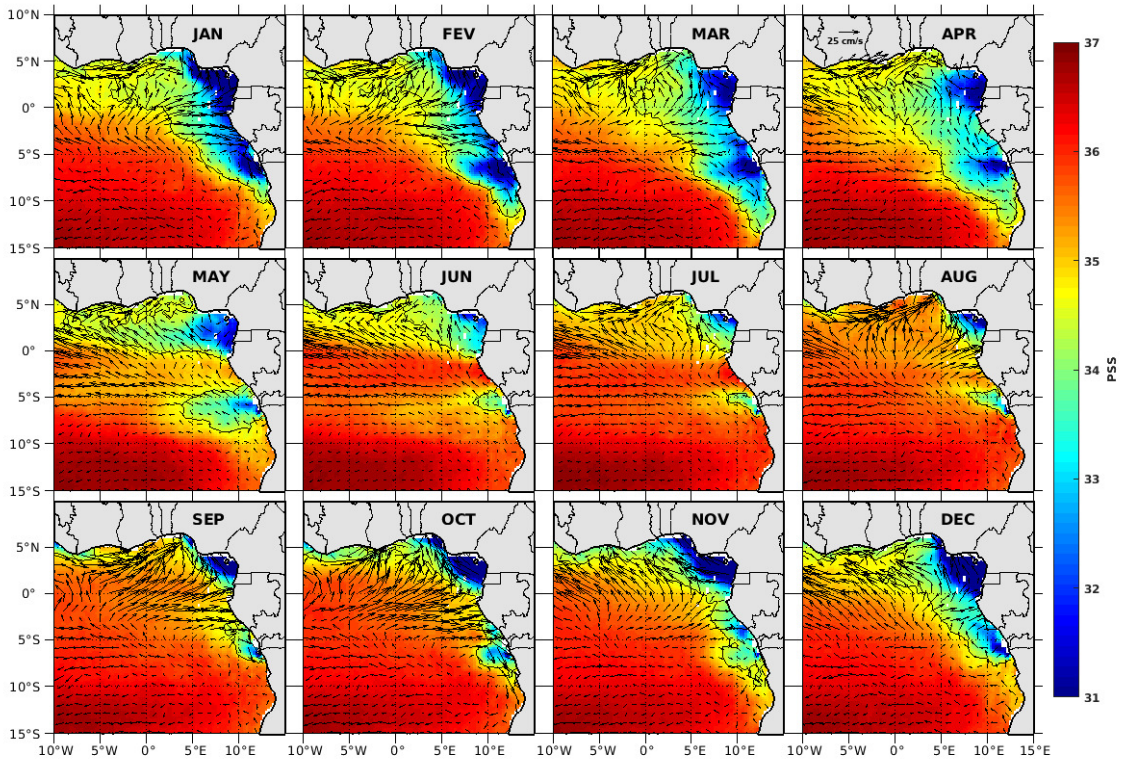


FIGURE 3.4 – The 2010–2017 averaged monthly maps of SMOS SSS in the Gulf of Guinea. The black solid contours indicate the isohaline 34.5 pss, chosen to follow the freshwater surface spreading. The superimposed arrows (cm/s) represent the surface currents from GEKCO. SSS, Sea Surface Salinity.

During boreal summer (over late June–September), the weak rivers runoff and relative minimum of precipitations reduce the freshwater input in the eastern GG (Figure 3.3). Therefore, this results in minimum freshwater plumes extension in the eastern GG in August. Clearly, the freshwater inputs in the eastern GG are consistent with the low SSS seasonal distribution (Figures 3.3 and 3.4). However, the freshwater plumes extension could not be explained by the horizontal advection only, since the low SSS patterns are not always coherent with the surface currents. For example, in February, part of the Congo freshwater plume is oriented northwestward while the surface currents off the river mouth,

between 6°S and 8°S, are flowing dominantly southeastward.

The wind regime in the GG indicates the quasi-permanent presence of south-easterlies surface winds south of the equator all along the year (Figure 3.5). The Ekman-driven circulation deflects surface water masses to the left of the wind direction in the southern hemisphere. Hence, the westward extension of freshwater layer south of the equator (off Congo), observed over boreal winter-spring (December–May) could partly be explained by surface Ekman wind-driven currents. Contrarily, southwesterlies are prevalent almost all year long (but in May–June) in the northeastern most part of the GG, deflecting the surface waters eastward. Therefore, the wind-driven Ekman circulation cannot be responsible for the westward extension of the Niger region freshwater plume observed along the coasts of Nigeria to Liberia in September–November.

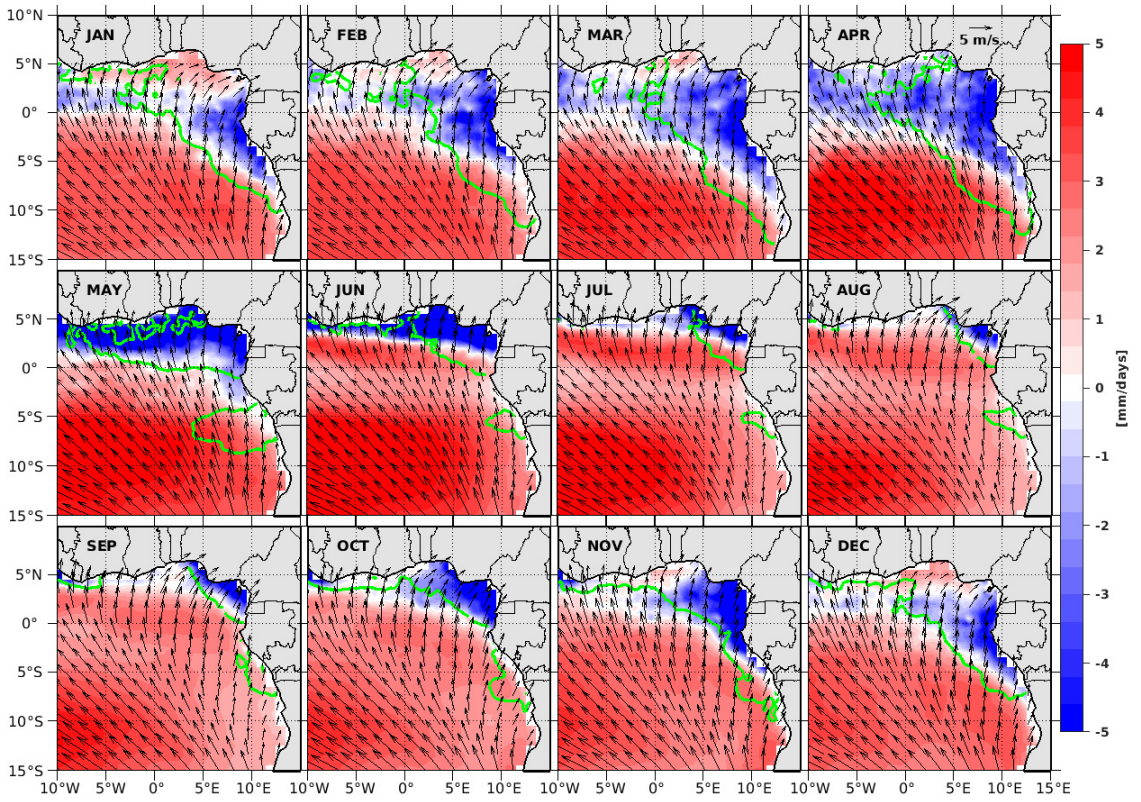


FIGURE 3.5 – The 2010–2017 monthly mean maps of E-P (Evaporation minus Precipitation) balance in the GG (color shading). Green lines represent the isohaline 34.5 pss (delimitation of freshwater plumes areas from the coast to the open ocean ; as shown in Figure 3.4). Arrows indicate the mean monthly climatological winds speed (m/s) at a 10-m level above the sea surface in the GG. GG, Gulf of Guinea.

Qualitatively, there is a strong spatial correspondence between the seasonal variability of the precipitation and low SSS patterns throughout the seasons in the northern GG (Figures 3.4 and 3.5). There, during September–April, the low SSS and most intense rainfall patterns appear well correlated, contrarily to the Congo region freshwater plume, where the evaporation is predominant and the contribution of the precipitation on the SSS freshening is weak. Within the 0°S–5°S longitudinal band and from May to August,

the E-P balance is largely dominated by evaporation, by about +3 mm/day. Evaporation therefore potentially reinforces the SSS increase of the freshwater plume signature in the equatorial band. Nevertheless, during May–November, south of 5°S, the evaporation excess over precipitation cannot explain the observed freshwater plume westward extension of the Congo region. Somehow, this is an indication that the impact of the atmospheric freshwater fluxes on the sea surface freshening is limited, and hence, brings out the contribution of other, ocean-related processes.

3.6.2 SSS in Congo and Niger freshwater plumes areas

To further documents the links between surface currents and the observed low SSS patterns seasonal distribution, longitude-time Hovmöller diagrams of the meridionally averaged SSS and surface currents are shown in Figure 3.6 for the two boxes : the Niger freshwater plume region (0°N–6°N and 10°W–10°E) in the north of the GG and the Congo River plume region (10°S–3°S and 0°E–13°E) in the south. Note that these two boxes shown in Figure 3.6a are different from the ones shown in Figure 3.1c.

The surface waters in the Niger freshwater plume region are always fresher east of 5°E (mean SSS is less than 33 pss), than westward of this longitude (where the averaged SSS is greater than 34.5 pss), and a relatively saltier period is observed over the whole region between mid-May and September (Figure 3.6b). East of 5°E, the E-P balance is dominated by precipitation rate and exhibits nearly the same distribution as SSS (Figure 3.6d). In this region, one can also observe that the zonal currents are always westward. From September to April, the westward extension of low SSS appears consistent with westward zonal currents. In contrast, during May– August, no consistency can be seen between the observed saltier SSS pattern and zonal currents distribution.

Between 10°W and 5°E (Figure 3.6b), the westward current velocities keep increasing during April–May, due to the intensification of the northern branch of the SEC (Richardson & Reverdin, 1987). At the same time, relatively low SSS waters propagate westward with the 34.5 isohaline reaching its western most extension at ~2°W in May, while a consistent pattern of high precipitation rate is observed. Then, from June onward, the SSS dramatically increases to reach a maximum (around 35 pss) in August, directly followed by a strong eastward current maximum (about 20 cm/s) in September. Evaporation is also found to be dominant over precipitation during that period (Figure 3.6d). The phase lag (about 2 months) between the setup of the SSS maximum and the eastward maximum velocities, suggests that zonal currents alone cannot explain the salinity changes during this period (Figure 3.6b).

In contrast, SSS seasonal cycle in the Congo freshwater plume region box reveals a period of low SSS which takes place from September to May in the eastern part of the box (east of 5°E), interspersed with a distinct high SSS event from June to mid-August

(Figure 3.6c). The lowest SSS is observed from January to April (Figure 3.6c), with freshest values found around 10°E-12°E, following the Congo runoff maximum observed in December-January (Figure 3.3). At the same time, the E-P balance is dominated by precipitation, of ∼-2 mm/day (Figure 3.6e). From September to May, the westward low SSS extension occurs in two phases of the surface circulation : (i) During September-March, the westward freshwater propagation is opposite to the eastward flowing surface currents and (ii), during April–May, the low SSS area east of the 35 pss isohaline extends further westward concurrently with the intensification of westward zonal currents. Interestingly, from May to mid-September, between 6°E and 13°E, the sudden increase in SSS is observed with a concurrently westward intensification of the zonal currents.

Overall, the zonal distribution of the low SSS in the eastern GG appears to be partially influenced by the seasonal variability of the northern branch of the SEC and the GC. Yet, the zonal surface currents cannot explain the observed seasonal cycle of the fresh pools spatial distribution alone, especially in the Congo region and during the September–March freshwater westward extension. Quantitative analysis of both surface and subsurface processes is thus necessary to further understand the spreading and dispersal of these freshwater plumes. The physical processes controlling the near-surface salinity balance in the eastern GG are quantified in the next section.

3.6.3 Mixed Layer Salinity Budget

The far-field dynamics of freshwater plumes mostly depend on surface freshwater flux and related ocean dynamics through surface currents advection and vertical mixing processes (Horner-Devine et al. (2015); Katsura et al. (2015)). To diagnose the physical mechanisms behind the freshwater plumes variations, an MLS budget has been calculated in the GG following Equation (3.1). Individual contributions from each physical process are presented. We focus on Niger and Congo freshwater plumes regions (the two boxes shown in Figure 3.1c).

3.6.3.1 Salinity Budget off Congo

Before considering the MLS budget, we first describe the MLS seasonal cycle averaged over the Congo box (Figure 3.7a). The MLS variation exhibits an annual cycle, with a salinity maximum in July. From mid-August to March, the MLS decreases progressively by ∼2 pss, reflecting the high Congo River discharge and precipitations during this period (Figure 3.3, bottom panel). During April–July, the MLS suddenly increases by ∼2 pss. The mechanisms driving the MLS cycle are discussed below.

The seasonal cycle of the individual contribution of each term in Equation (3.1) to MLS changes is presented in Figure 3.7b for the Congo freshwater plume region. In agreement with the freshening periods reported in previous sections (Figure 3.3), the salinity

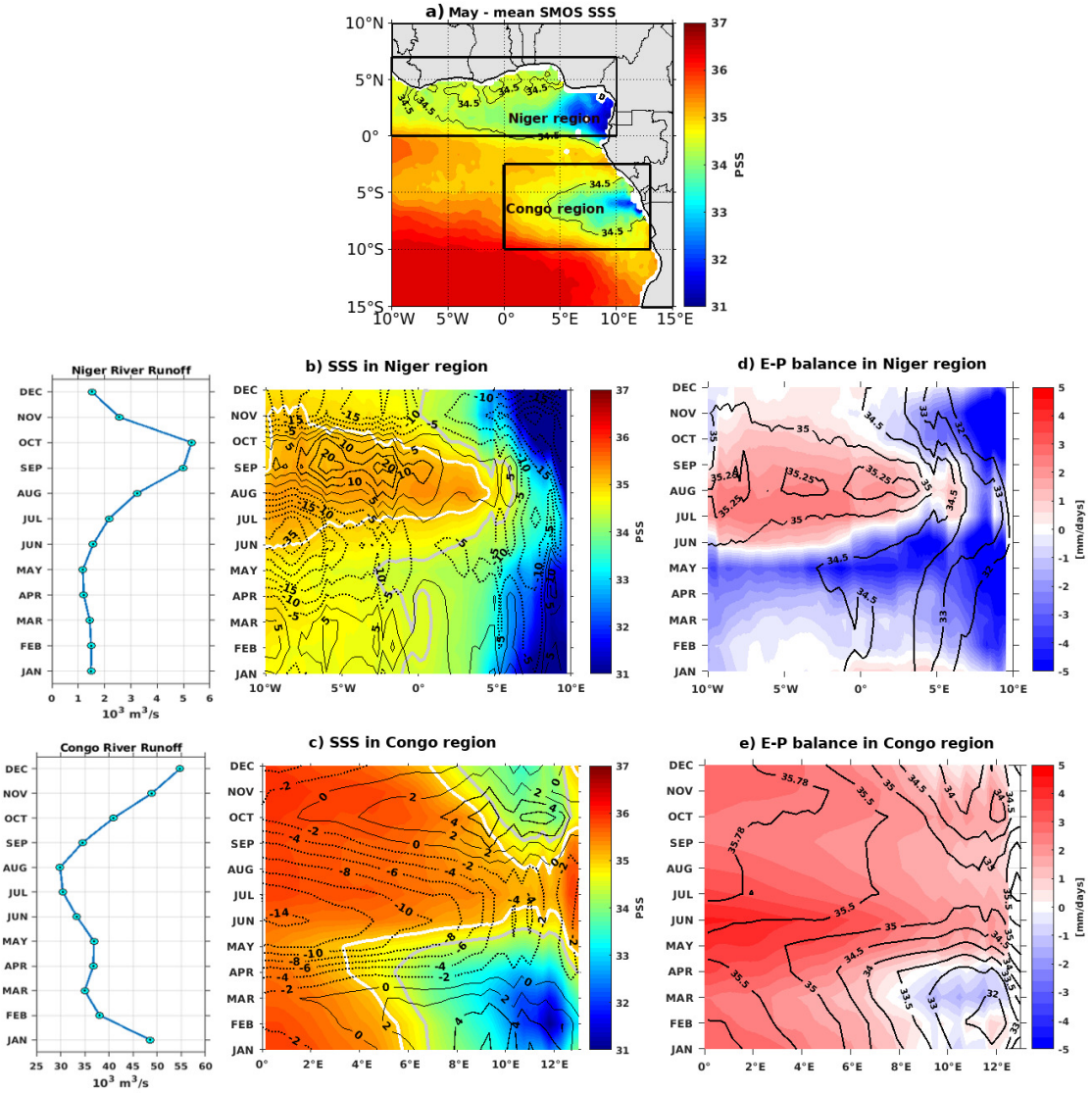


FIGURE 3.6 – (a) SMOS SSS climatology for May with black thick rectangles showing the two spatial domains including GG's major freshwater plumes maximum westward extension. The thin black curve represents the 34.5 pss isohaline. (b) SSS time-longitude diagram in the northern box of the GG, that is, the Niger River plume region (0°N–6°N and 10°W–10°E) ; (c) SSS time-longitude diagram for the Congo River plume region (10°S–3°S and 0°E–13°E). Gray and white contours in (b) and (c) represent isohalines at 34.5 and 35 pss, respectively. The zonal currents amplitude derived from OSCAR product are given by black contours : solid and dashed lines show eastward and westward currents, respectively. Contour levels are given in unit of cm/s. (d) and (e) time-longitude diagrams of E-P flux (mm/day) in both Niger and Congo plume regions, where black contours correspond to SSS. The extreme left panel represents the rivers runoff seasonal cycle : Niger River (top left panel) and Congo River (bottom left panel). GG, Gulf of Guinea ; SMOS, Soil Moisture and Ocean Salinity ; SSS, Sea Surface Salinity.

tendency presents a strong annual cycle. Two distinct periods of variability can be reported : a negative salinity tendency period (NSTP) during mid-July to March, and a positive salinity tendency period (PSTP) over April-July. The maximum salinity tendency of 0.87 pss/month peak in May reflects the abrupt salinization observed during this period along and south of the equator and in the eastern GG. Continuous negative contribution of

SFFLUX is observed all year round (about -0.4 pss/month on average). This freshening

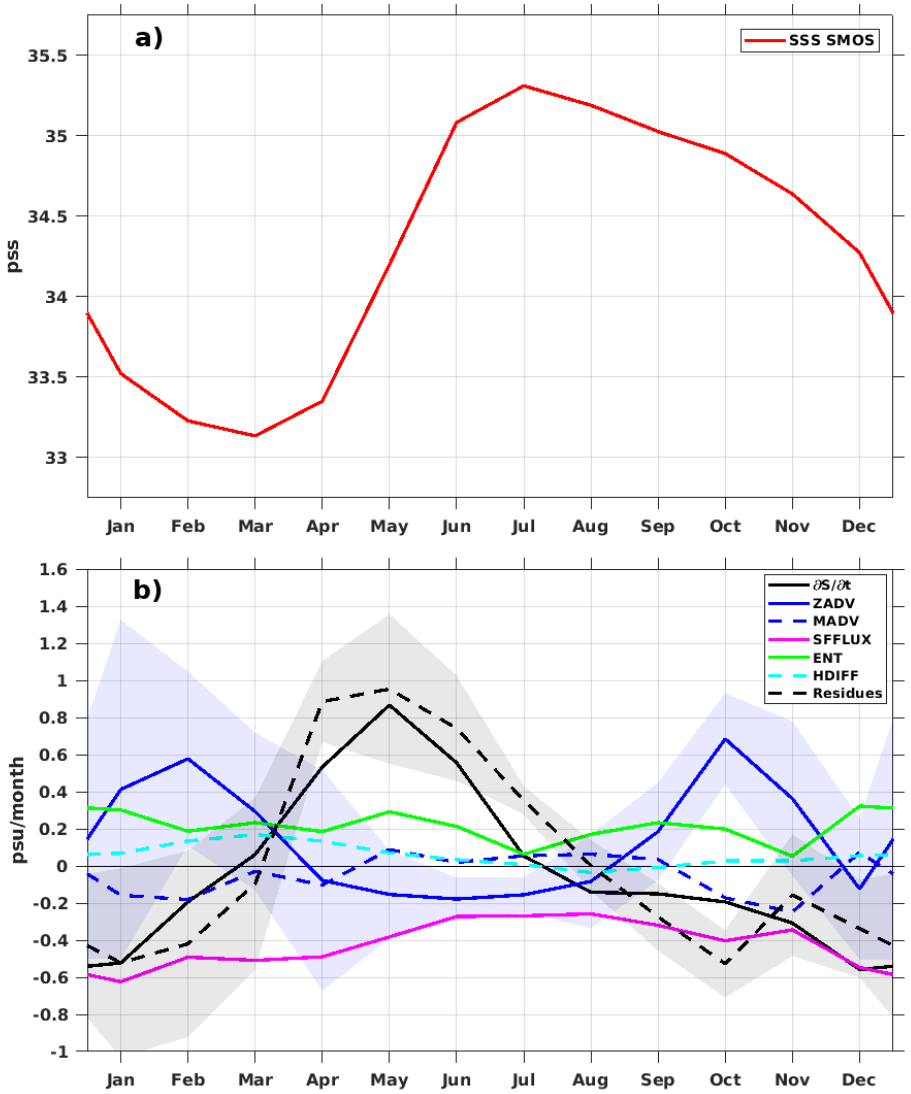


FIGURE 3.7 – (a) Seasonal cycle of SSS averaged in the Congo box (see Figure 1c), from SMOS SSS (red curve) ; (b) Seasonal cycle of each term of near-surface salinity (MLS) budget in the Congo River plume : individual contributions to salinity tendency (solid black) of : Freshwater flux (purple), Entrainment (green), Horizontal diffusion (dashed cyan), Zonal advection (solid blue), Meridional advection (dashed blue), and Residues (dashed black). Terms are plotted with their sign according to the right side of Equation (3.1). The colored bands represent the standard deviations for zonal advection (light blue) and residue term (gray) associated with the spread of DRIFTER, OSCAR, GEKCO, and ANDRO surface currents computation. Note. All diagnostic terms are estimated by using the OSCAR current product. MLS, mixed layer salinity ; SMOS, Soil Moisture and Ocean Salinity ; SSS, Sea Surface Salinity.

effect, enhanced by the intense Congo River runoff, is larger during NSTP (about -0.6 pss/month) when the ZADV is the largest driver of the MLS trends together with the SFFLUX. The salinity advection contribution increases surface salinity and peaks two times, in February and in October, with a rate of ~0.6 pss/month. During NSTP, the zonal eastward currents (Figure 3.6c) advect the offshore salty water toward the Congo area

characterized by buoyant freshwater flux anomalies, which could be a potential source of vertical mixing in the water column. As compensation effect, the MADV is negative, more or less of -0.2 pss/month, whereas the residual term acts as opposite signal to the ZADV, by fitting more or less the salinity trends. The HDIFF off Congo is small all year round, except during the transition between NSTP and PSTP around March, where it rises to ~0.2 pss/month.

During PSTP, the residual term well fits the salinity trends cycle. It is remarkably the major driver of salinity changes, pointing out the potential contribution of subsurface processes through VDIFF. The ZADV is weak and nearly constant (-0.2 pss/month on average), whereas the MADV effects are almost negligible during PSTP. This suggests that the high surface salinization observed in May, associated with the dissipation of the low SSS patterns observed until August (Figures 3.4 and 3.6c), is related to subsurface processes. The entrainment at the base of the MLD also contributes to increase the MLS. It peaks in May, supplying salty water across the mixed layer base that enhances the surface salinization (Figures 3.6c and 3.7a). The dominance of the residual terms during this period suggests that vertical processes may explain the increase of salinity in the region.

3.6.3.2 Salinity Budget in Niger River Plume Region

Like in the Congo box, the MLS exhibits an annual cycle in the Niger box (Figure 3.8a). From December to August, the MLS increases progressively by ~+3 pss, then abruptly decreases the rest of the year. The amplitude of the MLS seasonal cycle in the Niger box is strong, about ~3.5 pss, with lower minimum salinity (of ~31 pss) than that observed in the Congo freshwater plume region (~33 pss). Such differences between Niger and Congo boxes MLS cycles cannot be explained by rivers runoffs and precipitation only, and suggest that these two regions are subjected to different oceanic processes that interact differently on the freshwater fluxes.

The seasonal cycle of the salinity tendency and individual contributions within the Niger box is shown in Figure 3.8b. From December to mid-July, a positive and nearly constant salinity tendency of ~+0.5 pss/ month is observed. All diagnostic terms almost inter-compensate each other, but are strongly dominated by entrainment and horizontal advection (both ZADV and MADV). The entrainment term and the residues (negative contribution) nevertheless exhibit opposite peaks in February. The NSTP is observed from August to November in this region, with maximum peak of salinity decrease of $(\partial \bar{S}/\partial t)$ ~-1.2 pss/month. ZADV appears to be the dominant driver of the MLS variation during that period. It reaches a maximum of ~-4.6 pss/month, whilst MADV, entrainment and the residual term exhibit a positive compensating contribution. The weakening of the GC during boreal fall-winter (Lemasson & Rebert, 1973) gives rise to an intense (of ~-15 cm/s) westward reversal current (Figure 3.6b) and could explain the intense westward advection

of low SSS along the northern coasts of the GG. One can notice the weak variations of the SFFLUX (dominated by precipitation and Niger River runoff) all year round if compared to dynamical contributions.

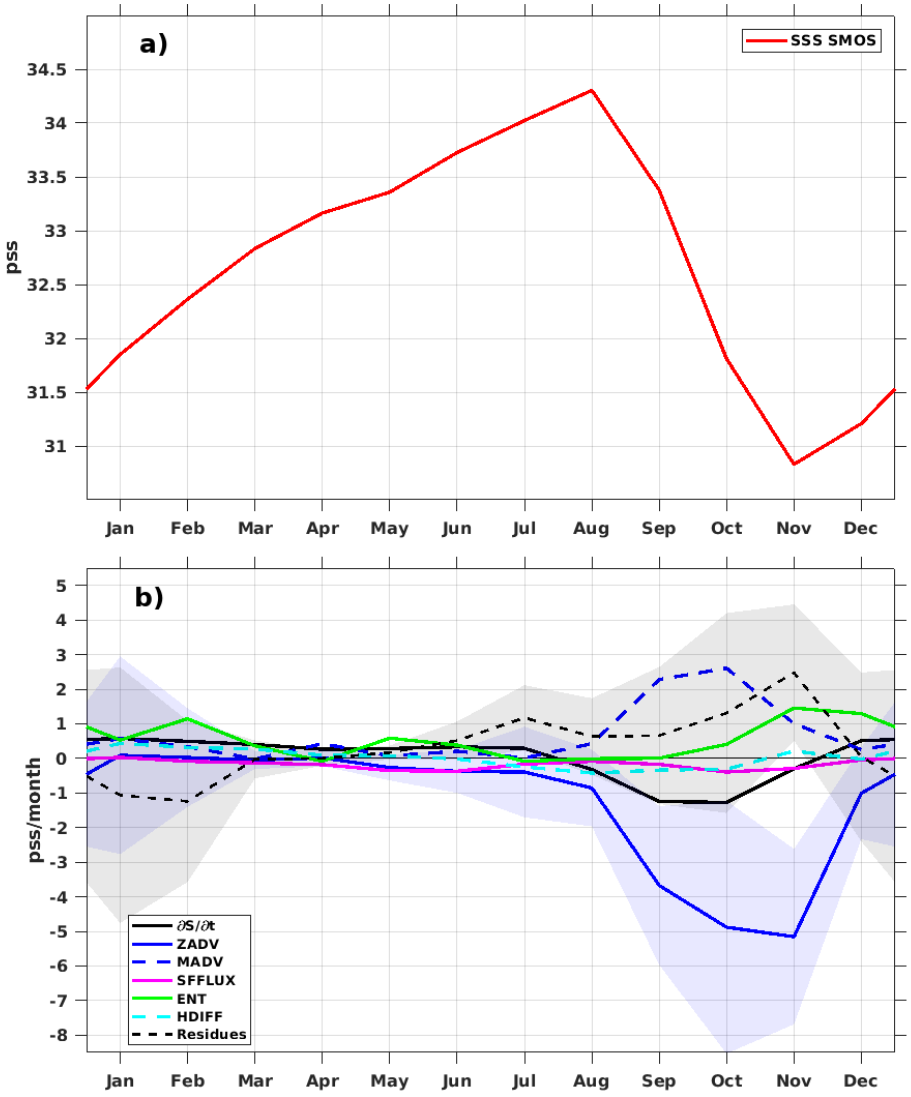


FIGURE 3.8 – Same as in Figure 3.7 but for the Niger freshwater plume region—northeastern most part of GG (Niger box, Figure 3.1c). Note. There is a scale difference between Y–axis in Figures 3.7 and 3.8. GG, Gulf of Guinea.

3.6.3.3 Sensitivity to the Surface Currents Products

To better understand the large residual terms found in the MLS budget analysis, a sensitivity analysis has been performed on advection and residual terms by using various current products (Drifters, GEKCO, OSCAR or ANDRO surface velocities, Figures 3.9a and 3.9b), then separating geostrophic and Ekman current components. The horizontal advection terms computed from various products and residuals present the largest

differences during the periods of low SSS, when precipitation and rivers runoffs are the highest : September–March off Congo and September–November in the Niger freshwater plume region (Figures 3.9a–3.9d). Residual terms appear mostly negative during the period of development of freshwater plumes, associated with low SSS (Figures 3.9c and 3.9d). This negative residual is difficult to interpret in terms of vertical water flux in the region of freshwater plumes : vertical water mass flux cannot decrease salinity since saltier water is underlying the freshwater plume. In addition, the disparity and non-convergence of the residual terms observed in the Niger box (Figure 3.9c, from September onward), seem complex to explain. The standard deviations of advection and residual terms com-

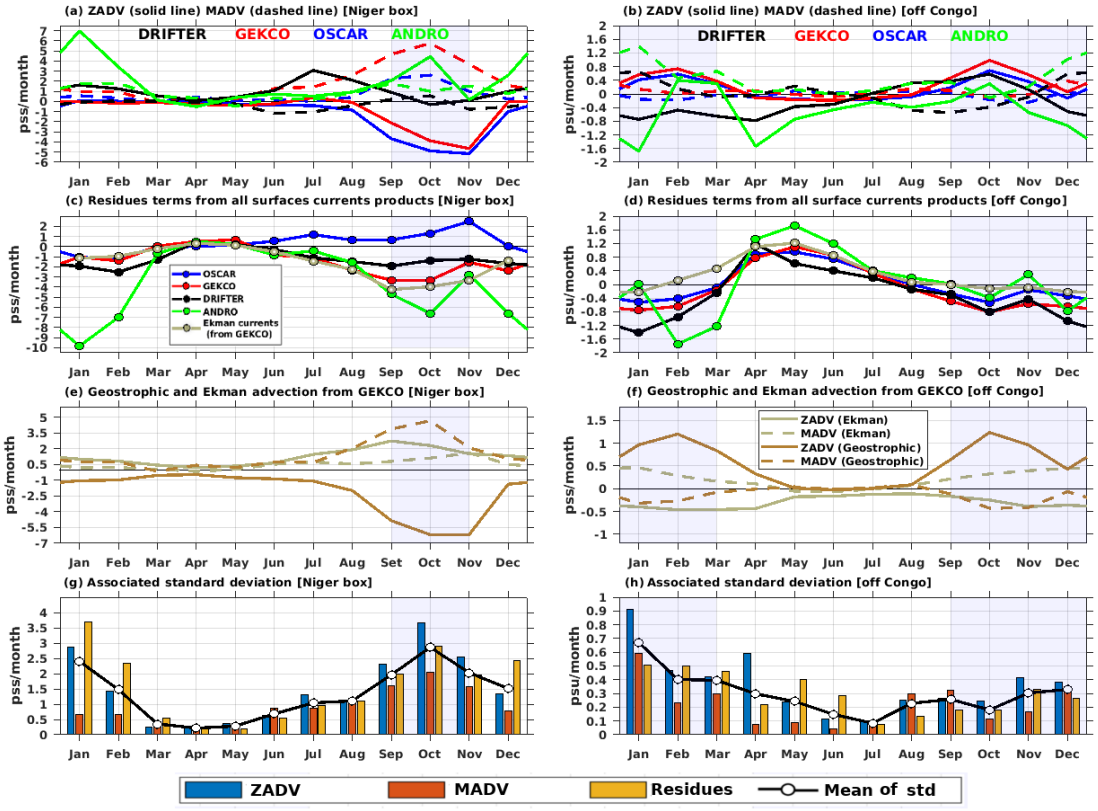


FIGURE 3.9 – Diagnostic of SSS : (a, b) Zonal and Meridional advection ; (c, d) Residues ; and (e, f) contribution of Geostrophic and Ekman currents advection from GEKCO currents in Congo (right panels, Congo box) and Niger (left panels, Niger box) rivers plumes area from DRIFTER, GEKCO, OSCAR and ANDRO currents. (g, h) Associated standard deviation of zonal and Meridional advection, and Residues, computed from DRIFTER, GEKCO, OSCAR, and ANDRO products. Note. OSCAR currents product is mainly used for the salinity budget (presented in previous sections) because of the low amplitude (close to zero) found for the negative values of residual term, both in the Niger and Congo boxes. The vertical light-blue shaded patches correspond to the period of low SSS over which the largest differences are observed between the residuals terms and horizontal advection terms computed from various products : September–March off Congo and September-November in the Niger freshwater plume region. SSS, Sea Surface Salinity.

puted from the four products increase during the periods of low SSS (Figures 3.9g and 3.9h). This suggests large uncertainties among the surface currents products to properly

represent the advection within freshwater plumes during these periods. Uncertainties associated with each term in Equation (3.1) also showed that horizontal advection (both zonal and meridional, from OSCAR product) estimations are related to the greatest uncertainties (see Appendix B for more detail). However, it is worth noticing, that the negative contribution of residuals is reduced to nearly zero in the Congo box when using Ekman currents alone (from GEKCO product) (Figure 3.9d). This suggests that, the dynamic of the freshwater plume extension during the low SSS period in the Congo box is likely explained by the Ekman component of advection process, indicating the primary influence of the shallow wind-driven current on the Congo freshwater plume. In the Niger box, the residual term has remained almost unchanged with the same diagnosis by using only Ekman currents (Figure 3.9c). An analysis of geostrophic and Ekman currents, made from

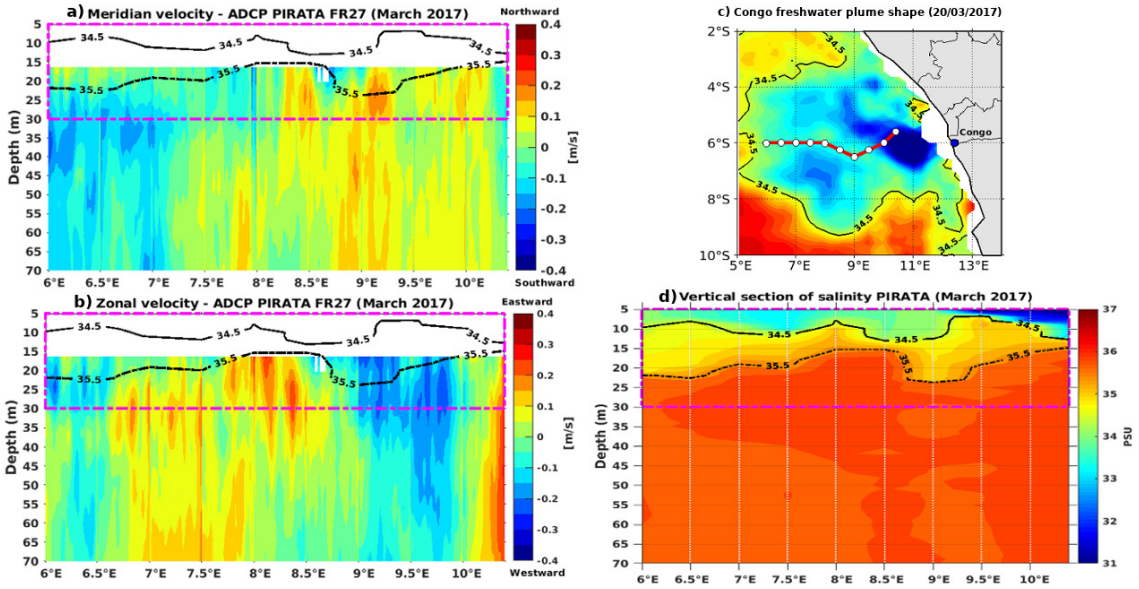


FIGURE 3.10 – Zonal section of (a) meridional and (b) zonal S-ADCP currents velocities from PIRATA FR27 cruise (March 2017) off Congo. (c) Map of SSS on March 20, 2017 along with the transect of ADCP currents measurement (red line). (d) Zonal section of salinity off Congo from PIRATA FR27. The white points in (c) and the vertical white dashed lines in (d) represent the positions of CTD profiles. The black contours represent the isohaline 34.5 pss. The representative depth of 30 m for the OSCAR and GEKCO currents is indicated (dashed magenta boxes). CTD, Conductivity Temperature Depth ; SSS, Sea Surface Salinity.

the GEKCO currents product, shows that the estimated surface currents are predominantly geostrophic. The contribution of the Ekman advection is fairly weak compared to the geostrophic advection (Figures 3.9e and 3.9f). Angular deviations between satellite currents products (OSCAR and GEKCO) and in situ products (Drifter and ANDRO) are also observed (not shown, see Figures S2 and S6). They show weaker differences between the satellite OSCAR and GEKCO currents products than between Drifters and ANDRO ones. This difference could be related to the low sampling rate of the Drifter and ANDRO data in the eastern GG. Also, in presence of a strong vertical stratification, that

the different products are representative of the currents at different depths (i.e., 30 m for OSCAR, 15 m for GEKCO and Drifter, and 2 m for ANDRO) could explain a large part of these differences. For example, at short time scale (over ~2 days) and between 8.5°E and 10°E off Congo (Figure 3.10), the northwestward spreading of the very shallow freshwater patterns (of ~15-m depth) is well shown in the S-ADCP currents measurements. More precisely, the vertical shear structure within the ocean surface layer (~0–30 m) shown in S-ADCP current measurements (Figures 3.10a and 3.10c) appears to be smoothed in the used GEKCO and OSCAR surface currents products. This suggests that the shallow Ekman-driven dynamic of freshwater plume may be not well represented, because of the predominance of geostrophic currents in GEKCO products (and likely in OSCAR) in the eastern GG (Figures 3.9e and 3.9f). By construction, altimeter-derived currents (OSCAR and GEKCO) can be misrepresentative of the shallowest currents potentially impacting the surface freshwater plume dynamics and other potential physical processes affecting the SSS. This sensitive analysis suggests that, in addition to the improved SSS data now available from SMOS, more realistic and representative currents data are needed for the very top layer to better describe and understand the dynamics of the thin freshwater plume.

3.7 Discussion and conclusion

Long SSS time series available from SMOS satellite mission enabled an improved characterization of the spatiotemporal variability of the freshwater plumes in the GG. This study highlighted, for the first time, an unprecedented monitoring of the seasonal variability of the freshwater plumes in the eastern GG, particularly for the Congo River plume dynamics.

The eastern GG freshwater plumes seasonal evolution is characterized by two spreading regimes : northwestward along the coasts from late boreal fall to early winter (September–January) and southwestward redirection of the plumes from January until April, when their maximum offshore extend is recorded. This freshwater plumes evolution is mostly the result of the seasonal cycle of freshwater flux and ocean-related processes. In the northeastern most part of the GG, freshwater flux is dominated by both precipitation and runoffs, whilst in the southeast, it is mainly dominated by the Congo River runoff. The dissipation of freshwater plume patterns is handled by salty water upwelling along and south of the equator, which intensifies over late boreal spring until summer (May–August), with a minimum horizontal spread of the freshwater observed in August.

The dynamics of Congo and Niger freshwater plumes pathways fit as well the schematic shape of far-field dynamics of freshwater plumes systems inventoried by Horner-Devine et al. (2015). The initial far-field dynamic of these plumes (also strongly under the influence of the Earth's rotation) is a rightward deviation from the mouth of rivers, following

the coastal geo-morphology, inducing (i) a northwestward propagation of the Congo freshwater plume (such as Eel River plume system ; Geyer et al. (2000)) and (ii) a westward propagation of the Niger freshwater plume (such as Mekong Delta plume system ; Thanh et al. (2020)) (see Figure 3.4, September–December). However, the freshwater plume far-field southwestward deviation (second regime of plumes spreading) observed in the eastern GG, is out of the classification of river plumes system by Horner-Devine et al. (2015). This southward recirculation of freshwater plumes is forced by the near-coastal ocean surface currents (see Figure 3.4, January–March) and related large-scale ocean dynamical processes, such as surface currents advection (as discussed below).

Our findings are in agreement with previous studies that found isohalines less than 35 pss, nearly parallel to the coast and mostly northwestward in late boreal fall—October to November—in the eastern GG (Berrit and Donguy (1964); Wauthy (1977)). Southward freshwater excursion observed from January to April (until 12°S, Figure 3.4) can be explained by the dynamic of the poleward coastal Angola Current and the northern branch of the cyclonic Angola Gyre (Figure 3.1d) associated with the South Equatorial Counter Current (Doi et al. (2007); Kopte (2016); Scannell and McPhaden (2018)). These surface currents can advect the fresh and less dense Congo River water toward the south. One potential explanation for the westward excursion of the Congo River plume, is that the mean monthly wind directions over this period are nearly northward (Figure 3.5) and thus favorable for a westward wind-driven Ekman surface transport (see also Figures 3.15 and 3.16). As suggested by Reul et al. (2014b), southwestward plume extension depends on the prevailing wind stress in the Angola Basin. This is in agreement with Hopkins et al. (2013) who found that changes in the magnitude and direction of the wind stress and therefore the wind-induced currents are one of the main driving forces behind the variability of the Congo region freshwater plume. That also agrees with results by Vic et al. (2014) from a numerical model analysis (also by Chao (1988)), which shows that the Congo region freshwater plume is transported northwestward under the influence of the wind-driven surface Ekman currents. The authors also highlight that Congo freshwater plume is more likely surface trapped and that the amount of freshwater would be mostly contained in the offshore bulge rather than in the narrow coastal current. This freshwater pool can be advected far from the coast, up to 4°E.

Off Congo, the diagnostic of MLS budget reveals that, from late fall until boreal winter (NSTP), salinity changes are due to the SFFLUX prevalence and the nearly counterbalanced effects by ZADV and residual terms (see also supporting information Figure 3.17). The negative residues suggest a prevalence of eddies salinity advection over the vertical diffusion. However, the strong residues prevent precise determination of associated physical processes during this period.

Over the rest of the year (PSTP, from late spring to boreal summer—April–July), the SSS increase is due to the decreasing of SFFLUX combined with a peak of entrainment

at the base of the mixed layer. Vertical mixing and eddies salinity advection (EHADV and EVADV), which are included in the residual term, increase significantly. This suggests that the SSS increase results from vertical mixing through diffusion and eddies processes (and related vertical shear). Prevalence of vertical processes and the northward wind present during this period (Figure 3.5), are favorable for salty water outcropping/upwelling, through offshore surface Ekman transport, so leading to freshwater plumes dissipation (by intensified mixing process). The SSS maximum events, induced by outcropping, are in agreement with previous studies based on numerical modeling by Kolodziejczyk et al. (2014). These authors found that the salty upper thermocline layer (a part of EUC core) outcrops along and south of the equator, and retroflects westward over this season. These maximum SSS values are observed when intense vertical shear and mixing processes are recorded (Da-Allada et al. (2017)). Indeed, the increased horizontal shear between the EUC and the westward flowing SEC may intensify vertical mixing within the superficial layer (Da-Allada et al. (2017)), thus increasing the salinity of the surface layers. This period corresponds to the peak season of the Atlantic Cold Tongue characterized by the presence of cold and salty water in the GG (Brandt et al. (2011); Da-Allada et al. (2017); Schlundt et al. (2014)).

Furthermore, during late boreal summer until early winter in the northeastern most part of GG, the MLS changes within the freshwater plume are driven by counterbalanced effects of the horizontal advection (both ZADV and MADV), the entrainment at the base of the mixed layer, and the residues. The maximum offshore Ekman transport that is present during boreal summer-fall (Bakun (1978)) could be supportive of the observed strong ZADV. That agrees with results by Da-Allada et al. (2014), who found that the seasonal cycle of near-surface salinity in the northeastern GG, is dominated by vertical diffusion, freshwater flux, and advection processes.

However, the seasonal cycle of diagnostic terms of the near-surface salinity budget presented here is not fully consistent with that found by Da-Allada et al. (2013). In the northeastern GG, these authors found a strong contribution of entrainment (up to ~0.6 pss/month, their Figure 13h) during boreal spring, while our estimated entrainment appears by late fall until winter (about ~1.5 pss/month, Figure 3.8b). Da-Allada et al. (2013) also showed that ZADV and entrainment are major drivers to explain the cycle of the SSS changes off Congo, while our findings indicate a strong contribution of SFFLUX and VDIFF together with ZADV. Differences could be related to the low resolution of SSS data sets and limited in situ data used by Da-Allada et al. (2013) (e.g., their Figure 1) to constrain their model. That the boxes used by these authors differ from the ones used in our study could also be one of the explanations. Furthermore, our findings agree with the results by Berger et al. (2014) who found that, in the Congo River plume region, salinity trends are mainly controlled by horizontal advection and subsurface processes (dominated with vertical mixing) (see also Da-Allada et al. (2014)). However, they found

that the SFFLUX forcing is weak (less than ~-0.2 pss/month) compared to the dynamic contributions, while our diagnostics indicate that the SFFLUX contribution (up to ~-0.6 pss/month) is important to explain salinity trends.

Uncertainties in the MLD estimation, the assumption of a constant horizontal diffusion coefficient (k_h), and that the runoff contributions from other rivers in the region (such as Ogooé, Sanaga) have been discarded certainly impact the closure of MLS budget, so contributing to the large amplitude of the residual term. These caveats might be particularly important for the MLS budget within the freshwater plumes, where vertical and horizontal mixing processes might be not properly represented. It is difficult to explicitly estimate the vertical processes (diffusion and shear) from the set of data at hand. It also appears tricky to explicitly close the MLS budget, because of likely misrepresented of very surface currents products in the eastern GG. The used in situ surface currents products (Drifter/ANDRO) integrate sparse data in the eastern GG. The satellite surface currents (OSACAR/GEKCO) are found to be mostly geostrophic, while the thin surface freshwater plumes in the GG seem to be influenced by the shallow Ekman surface transport. New challenges based on Satellite-borne Doppler Waves and Currents Scatterometers (Marié et al. (2020)) measuring the very near-surface currents will be really supportive for future progress for freshwater plumes dynamics understanding.

3.8 Appendix

3.8.1 Appendix A : SMOS SSS Validation From In Situ Measurements

The in situ measurements presented in Figure 3.2 are used as a reference data set to validate SMOS SSS in the GG. The in situ SSS measurements and SMOS SSS are collocated in time and space. The initial TSG SSS (with 5 min time step record) are reconstructed/smoothed to daily samples using a median filter within 0.25°×0.25° grid cell, to better fit the SMOS SSS product resolution and to reduce as much as possible the representativeness error resulting from sampling differences between in situ and SMOS data.

The scatter plots between SMOS SSS and available in situ SSS measurements (from TSG, Argo, and CTD) in the GG are presented in Figure 3.11. In situ and satellite SSS are in good agreement, especially for salinity between 32 and 37 pss, with RMSD of 0.4 pss and a high correlation r = 0.94 at a 95% significance level. The linear regression line (green line) is almost merged with the identity function (black line), with an extremely small angular deviation of 1.45° and 3.14°, in case of Argo/CTD (Figure 3.11b) and TSG (Figure 3.11a) data, respectively. In the whole study area, SMOS SSS values are on average about 0.04 pss fresher than in situ measurements (Figure 3.11c). This systematic

difference increases to ∼-0.13 pss on average (Table A1) for grid nodes located within a band of 150-km from the nearest coasts and is mainly associated with SSS lower than 32 pss. This fresh bias can be induced either by remaining residual landmass contamination in SMOS data, or by strong vertical salinity gradients often reported in river plumes (SMOS SSS is representative of the first centimeters below the surface, Boutin et al. (2016)). Over the maximum extent area of freshwater plume, at least 800 km far from the coast, the systematic difference is about ∼-0.06 pss. The observed biases between the satellite and in situ SSS and the ΔSSS's STandard Deviation (STD) of 0.40 (Figure 3.11c) are relatively small compared to the range of seasonal STD of SMOS SSS - greater than 2 pss - in the eastern part of the GG (Figure 3.1c). Despite the overall agreement, SMOS SSS data display large differences with in situ data up to ±3.5 pss for a couple of collocated points (mostly within a 200-km wide band from the coasts, Figure 3.11c). In the eastern GG freshwater plumes, this difference could be explained by the strong salinity stratification within the few meters depth at the top of the superficial layer (Akhil et al. (2016); Boutin et al. (2016, 2018); Fournier et al. (2017b)). Indeed, the radiometer estimates salinity within a few centimeters from the sea surface while the in situ data are point-wise measurements acquired around 5 to 10-m depth for VOS TSGs, and 5 m for CTD and Argo. The near-surface mixing conditions can also explain some of the observed differences. In low surface wind speed condition—under 6 m/s (Matthews et al. (2014)), the wind-stress-induced momentum can be too weak to well homogenize the upper few meters of the ocean's superficial layer, leading to stratified condition (Soloviev and Lukas (2006)). Note that after 200-km offshore, SMOS SSS bias is considerably reduced (Figure 3.11c).

It should be noted that the low SSS distribution in the eastern GG is less represented by ISAS SSS (Figures 3.1b and 3.1d). ISAS salinity values are always higher than the observed satellite ones, likely due to (i) the low density of in situ data (CTD/Argo) integrated into ISAS and (ii) the depth difference between salinity data measurements. Thus, studying seasonal variability freshwater plumes as well as MLS budget based on ISAS salinity product in the eastern GG would certainly introduce more uncertainties.

3.8.2 Appendix B : Errors Estimation

Here, the uncertainties associated with the estimation of each term in Equation (3.1) are presented. Data used in the present study are generally provided without an associated error estimation, except for SMOS product for which errors deduced from retrial and Bayesian method are provided along with SMOS L3 data (Boutin et al. (2018)). For simplicity, in our uncertainties analysis in the seasonal cycle of each term in Equation (3.1), measurement errors in data set are ignored (Foltz and McPhaden (2008)). We first estimate errors for each climatological calendar month in each 0.25°×0.25° grid box.

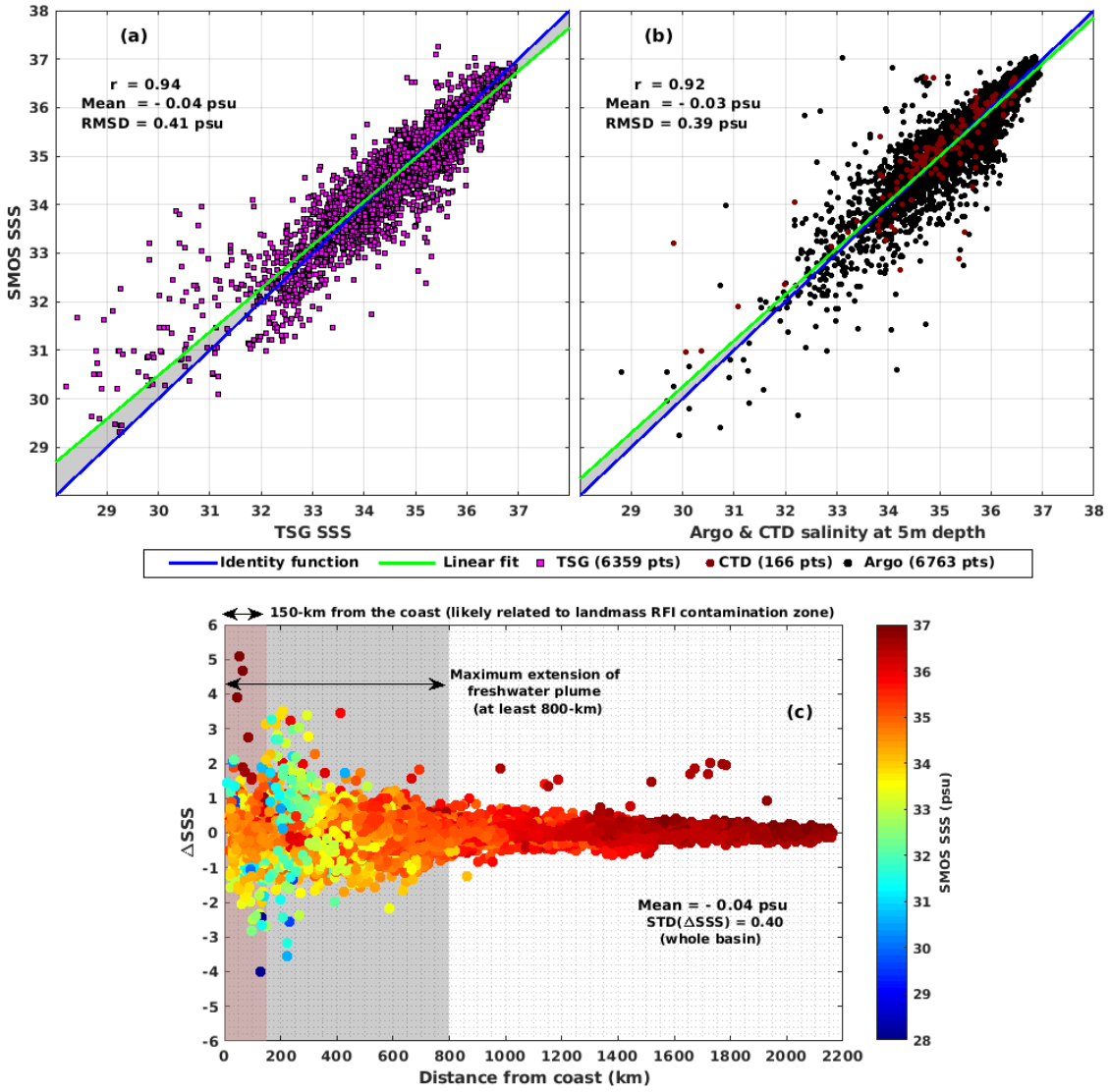


FIGURE 3.11 – Scatter diagrams between SMOS and in situ SSS measurements : TSG SSS (a) and Argo & CTD salinity at 5-m depth (b) from 2010 to 2017 in the Gulf of Guinea ; Figure (c) represents the SMOS SSS bias referred to in situ data, ΔSSS = SSS SMOS – SSS in situ as function of distance from the coast (colored dots). The color bar displays the associated SMOS SSS measurement. The likely landmass RFI contamination zone is shown with light red band and the maximum extension of freshwater plumes from the coast, in the light gray color band (at least 800 km from the coast to open ocean). The isobath 10 m is used as coastline for distance calculation. The mean value displayed on (a) and (b) are the averages of ΔSSS. CTD, Conductivity Temperature Depth ; SMOS, Soil Moisture and Ocean Salinity ; SSS, Sea Surface Salinity.

Monthly error in SSS (ϵ_S) are estimated as standard error of monthly mean SSS SMOS for each calendar month over 2010–2017. The same method is used to estimate errors in zonal current u (ϵ_u, from OSCAR), meridional current v (ϵ_v, from OSCAR) for the monthly mean of all available observations for each calendar month.

— Errors in $\partial S/\partial t$ ($\epsilon_{\partial S/\partial t}$) , $ZADV$ (ϵ_{ZADV}), and $MADV$ (ϵ_{MADV}) are estimated following the formula in Foltz and McPhaden (2008)

— Errors in $SFFLUX$ are expressed as : $\epsilon_{SFFLUX} = (1/h)\sqrt{(\beta S/h)^2\epsilon_h^2 + S^2\epsilon_\beta^2 + \beta^2\epsilon_S^2}$

Table A1
The Mean Systematic Bias (ΔSSS) of SMOS SSS

Distance from the coast to offshore	150 km	800 km	Whole basin (~2,200 km)
Mean bias (ΔSSS)	−0.13 pss	−0.06 pss	−0.04 pss
	SMOS is on average fresher than in situ data		
STD (ΔSSS)	0.71	0.48	0.40
RMSD	0.72 pss	0.49 pss	0.40 pss
Correlation coefficient	0.86	0.90	0.94

Note. Related to in situ collocated data, biases standard deviation; the RMSD and the correlation coefficient as function of distance from the coast to offshore. each value given below represents the average in the area of the coast up to the distance indicated.
RMSD, root mean square deviation; SMOS, Soil Moisture and Ocean Salinity; SSS, Sea Surface Salinity.

with $\beta = E - P - R$. Error in MLD (ϵ_h) is obtained from the applied objective interpolation method. Errors in E-P-R (ϵ_β) are difficult to quantify for each grid point. For the sake of simplicity, we assume that ϵ_β is homogeneous for each given study region and we estimated it as standard error of β of all grid box of the given region for each month. Given some interruptions in the run-off time-series over 2010–2017, seasonal cycle of R appears to be the main source of uncertainty for the β term

By assuming that the time series in each pair of grid boxes are uncorrelated, the monthly climatological errors for the area-averaged quantities are estimated as :

$$\epsilon_{area-averaged} = (1/N)\sqrt{\sum_{i=1}^{N} \epsilon_i^2}$$

where N is the number of grid boxes in a given averaging region and ϵ_i is the error for grid box i (Foltz and McPhaden (2008)).

Note that it is also tricky to estimate errors in HDIFF (ϵ_{HDIFF}) and ENT (ϵ_{ENT}) for each grid point. We therefore estimated ϵ_{HDIFF} and ϵ_{ENT} as standard error of all grid boxes of the given region for each month. Note that due to the constraints of data sets (limitations and inconsistency in frequency sampling of in situ data and satellite measurement errors) and the assumption of no covariance of parameters between grid boxes, there are likely significant uncertainties associated with our estimation of errors.

Uncertainties associated with each term in Equation (3.1), demonstrate that our estimation of horizontal advection (both ZADV and MADV, ±0.22 pss/month), HDIFF (±0.06 pss/month), and ENT (±0.1 pss/month) are the main source of uncertainties in the MLS budget in the Niger box on average (Figure 3.12, top panel). Off Congo, uncertainties are mostly related to horizontal advection (of ±0.08 pss/month on average) and HDIFF (of ±0.03 pss/month) on average. During the period of development of freshwater plumes, higher uncertainties are recorded in horizontal advection of ±0.3 pss/month and

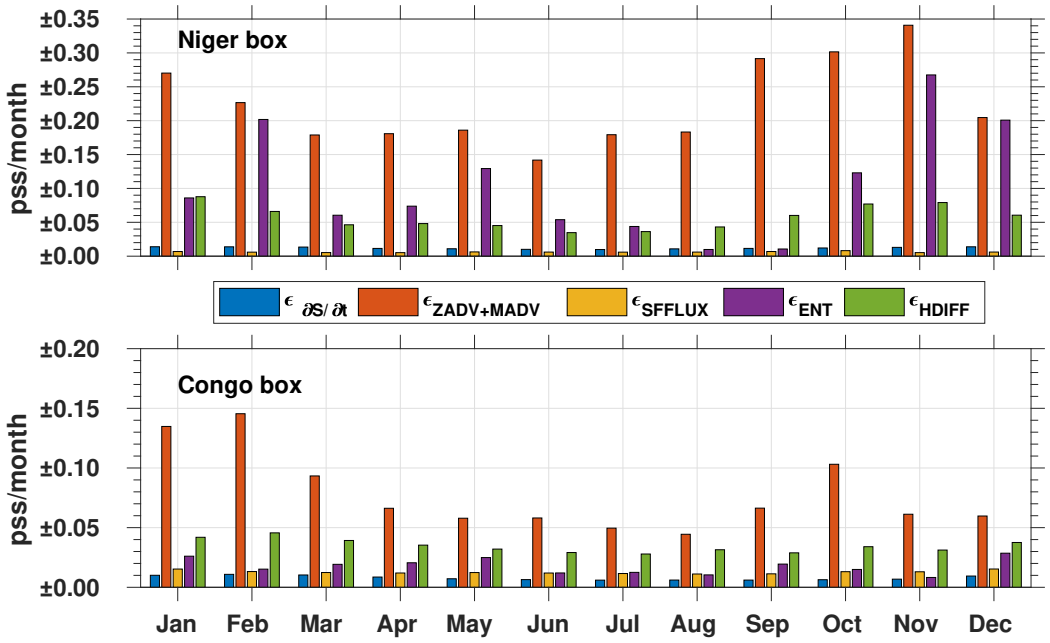


FIGURE 3.12 – Errors estimated for each term int Equation 1 : in the Niger box (top panel) and in the Congo box (bottom panel).

ENT of about ±0.3 pss/month in the Niger box while in the Congo box uncertainties in horizontal advection are almost ±0.15 pss/month.

3.9 Data Availability Statement

SMOS SSS data were provided from expertize center of CATDS (ftp ://ext-catds-cecos-locean :catds2010@ftp.ifremer.fr). A special thanks to Dr Joel Sudre for the GEKCO data. The OSCAR data were obtained from JPL Physical Oceanography DAAC and developed by ESR (`https://doi.org/10.5067/OSCAR-03D01/`). The authors thank the PIRATA program (https ://www.brest.ird.fr/pirata/index.php) and the IRD IMAGO team for providing in situ data freely available. This study falls within the framework of the Jeunes Equipes Associées à l'IRD (JEAI) program, named "Variabilité de la salinité et flux d'eau douce à multi-échelles" which is supported by IRD. The authors also thank the four anonymous reviewers for their helpful suggestions and constructive feedback.

3.10 Acknowledgments

The study leading to these results has received funding from French government program named MOPGA (Make Our Planet Great Again ; July 2018) of President **Emmanuel Macron** and the Institut de Recherche pour le Développement (IRD). It was also

supported by the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) TOSCA SMOS OCEAN project. The authors thank Dr. Esther PORTELA RODRIGUEZ for participating in valuable discussions during the writing of this manuscript. The authors also thank SNO-SSS (`http://www.legos.obs-mip.fr/observations/sss/`) and LOPS—US-IMAGO teams for distributing SSS TSGs data (`https://doi.org/10.17882/39475`).

3.11 Supporting Information

This supporting information provides supplementary information [2] completing the analyses of sections 3.4.1, 3.6.1, 3.6.3, and 3.7 in the main article. It also includes a movie of monthly seasonal variation of freshwater plume distribution in the eastern Gulf of Guinea. t also provide as movie [3], summary of seasonal spatio-temporal variability of freshwater plumes in the eastern Gulf of Guinea : northwestward extension of freshwater (September-December), southwestward extension of freshwater (January-April) and, damping/dissipation of freshwater plumes extension (May-August).

Figure S1

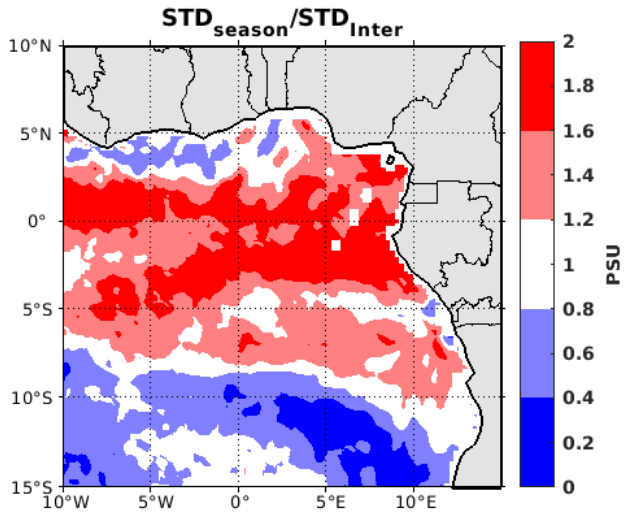


FIGURE 3.13 – Ratio of standard deviation of the seasonal variability over the inter-annual variability of SSS. In the eastern Gulf of Guinea, the SMOS SSS variability is rather dominated by the seasonal time scale variability of about 1.4-2 pss than the inter-annual time scale variability. However, the interannual SSS variability is not much negligible off Congo.

2. `https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/action/downloadSupplement?doi=10.1029%2F2020JC017041&file=2020JC017041-sup-0001-Supporting+Information+SI-S01.pdf`
3. `https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/action/downloadSupplement?doi=10.1029%2F2020JC017041&file=2020JC017041-sup-0002-Movie+SI-S01.mp4`

Figure S2

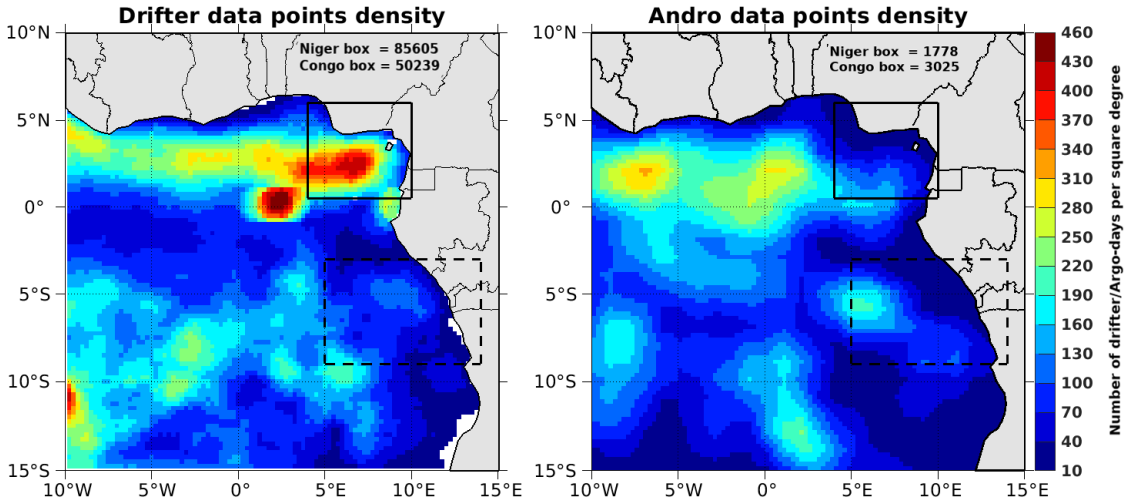


FIGURE 3.14 – Sampling data points density for Andro and Drifter currents in the Gulf of Guinea.

Figure S3

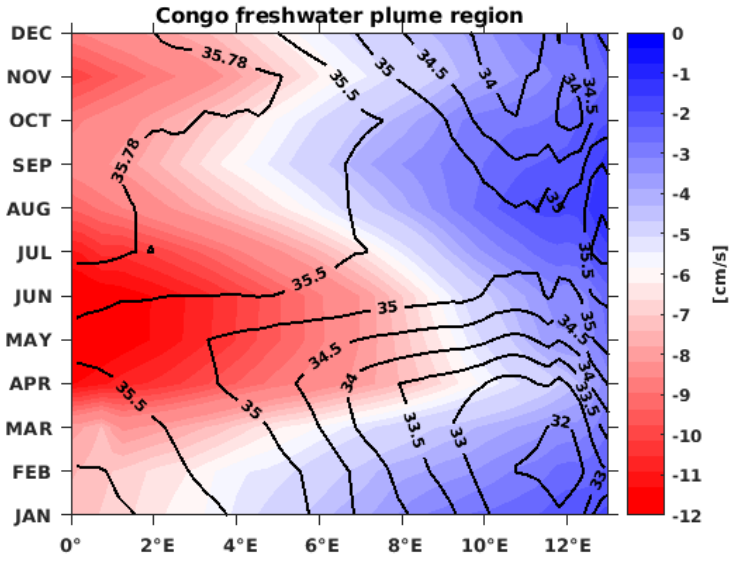


FIGURE 3.15 – Time-longitude diagrams of zonal Ekman-driven currents (shaded color, cm/s) in Congo freshwater plume region, where black contours correspond to SSS (same as in Figures 3.6e in the main article).

Figure S4

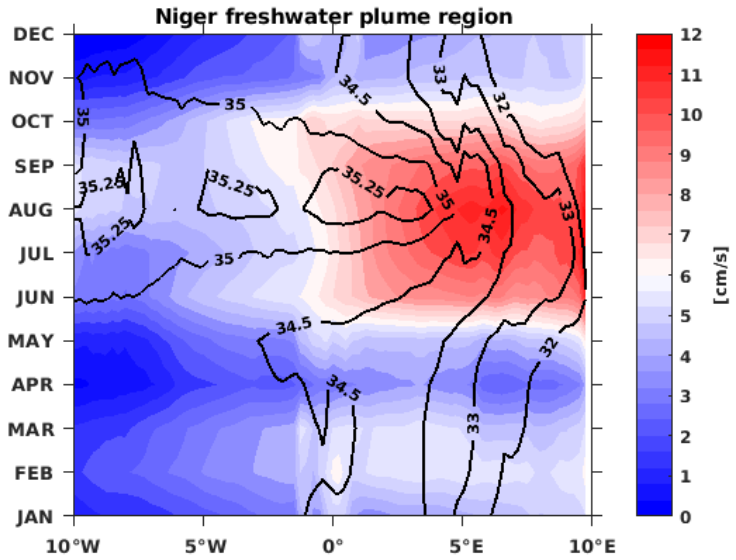


FIGURE 3.16 – Time-longitude diagrams of zonal Ekman-driven currents (shaded color, cm/s) in Niger freshwater plume region, where black contour correspond to SSS (same as in Figures 3.6d in the main article).

Figure S5

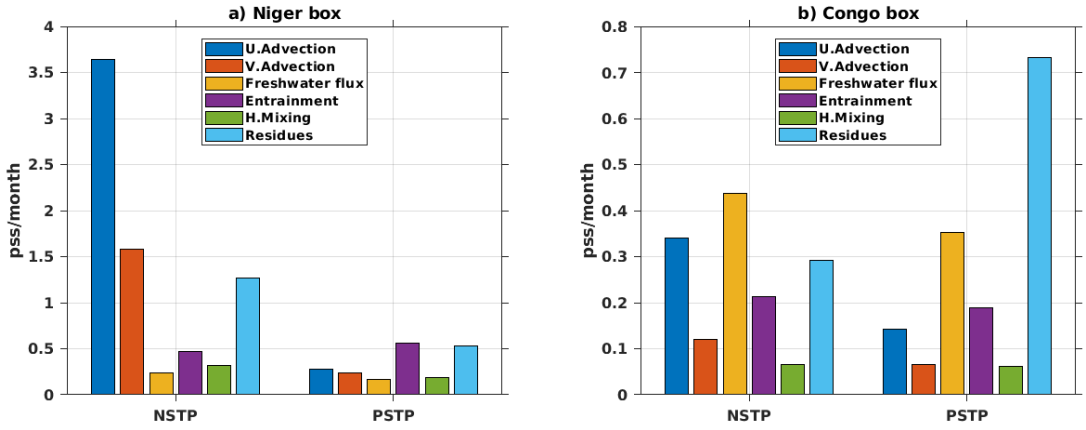


FIGURE 3.17 – Absolute mean contribution of each term of the MLS budget a) in the Niger box and b) in the Congo box (same as in the Figures 9 and 10 in the main article), over NSTP (Negative Salinity trends Period, August-November for Niger box and October-September for Congo box) and PSTP (Positive Salinity Trends Period, December-July for Niger box and April-July).

Figure S6

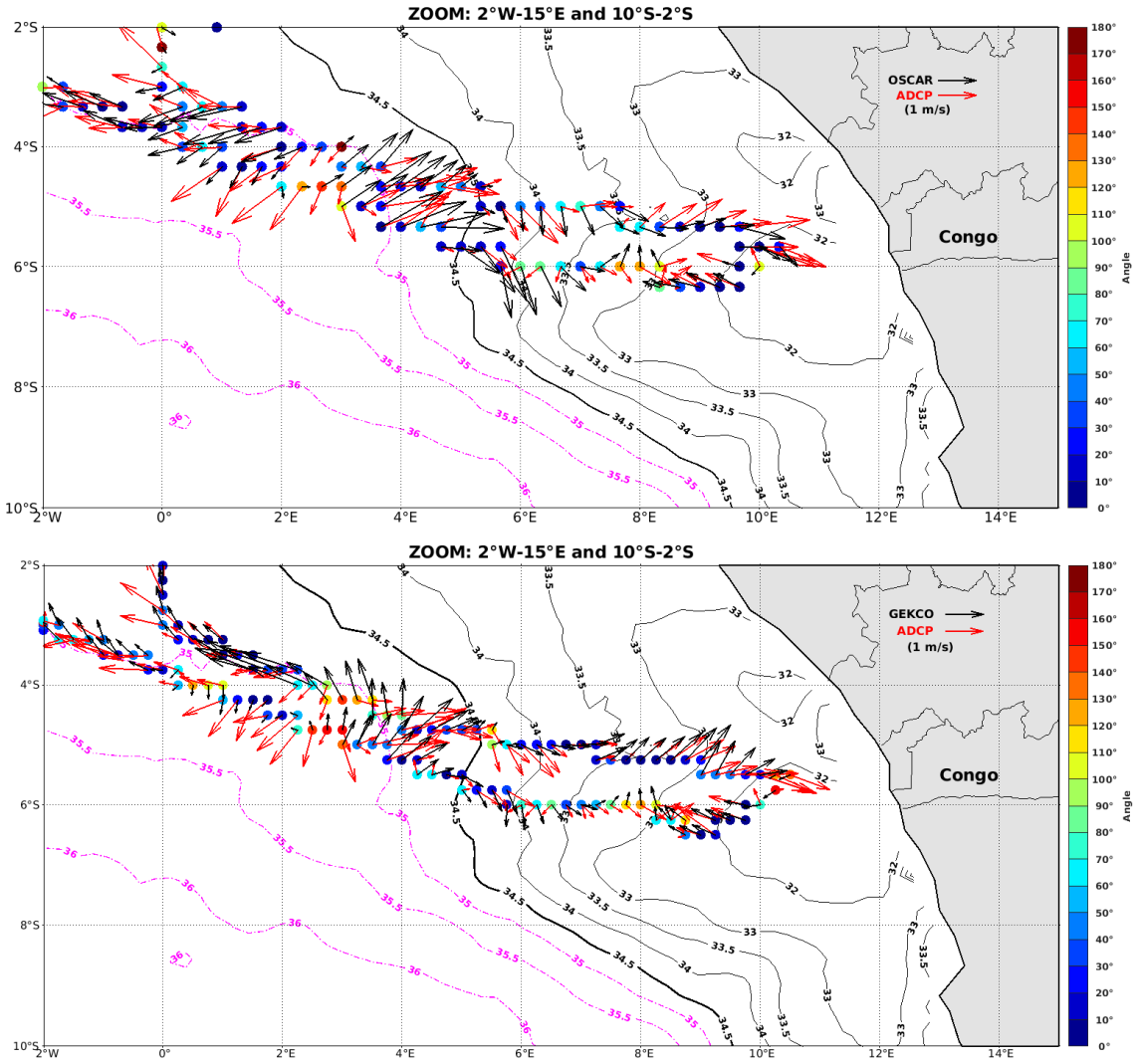


FIGURE 3.18 – Angular deviation between ADCP currents averaged over the depth of 30-m (from PIRATA FR27) and OSCAR (top panel) and GEKCO (bottom panel) products. Arrows are currents directions : black for OSCAR and GEKCO and red for ADCP currents. Colorous dots represent the associated angular values. SSS contours are shown : black contours for freshwater plumes and magenta contours for outside of plumes.

Chapitre 4

Caractérisation de la stratification thermohaline verticale dans le panache du fleuve Congo

4.1 Préambule

Dans le chapitre précédent, nous avons étudié la variabilité spatio-temporelle saisonnière des flux de masse d'eau de faible salinité de surface, associés aux précipitations et aux décharges des deux principaux fleuves du Golfe de Guinée. Cette étude a permis de comprendre la dynamique superficielle saisonnière des panaches d'eau de faible salinité (d'eau « douce » par la suite) à l'Est du bassin ainsi que les processus physiques tels que l'advection par les courants de surface (géostrophique et d'Ekman) et les processus de subsurface qui contrôlent la variabilité observée. Il a été mis en évidence que les produits de données de courant à l'Est du bassin semblent être limités dans la couche de surface, du fait de la forte stratification thermohaline induite par la dynamique spatio-temporelle des panaches d'eau douce. Il faut aussi noter que la stratification thermohaline des couches supérieures contrôle les interactions air-mer et le mélange vertical, notamment via le mécanisme de couche de barrière de sel. La couche de barrière de sel contribue au réchauffement de la couche de surface (augmentation de la SST), par effet rétroactif de la stratification via inhibition du mélange vertical (Coles et al. (2013); IPCC (2013); Reul et al. (2014b)). Comment la distribution spatio-temporelle des panaches d'eau douce contrôle-t-elle donc la stratification thermohaline verticale au sein des couches supérieures du Golfe de Guinée ? La réponse à cette question reste encore non élucidée. Or dans le Golfe de Guinée, la SST présente de forts biais dans les modèles océan-atmosphère du fait de la non prise en compte réaliste de la forte stratification induite par la présence du panache d'eau douce (Breugem et al. (2008); Zuidema et al. (2016)). Une telle stratification thermohaline impacte également les échanges verticaux de flux de CO_2 (libération ou séquestration), la distribution verticale de l'oxygène dissous (O_2) et la migration de nutriments vers la surface, avec des conséquences inhérentes sur le taux de production primaire

océanique (Fu et al. (2016); IPCC (2013); Li et al. (2020)). Comprendre et quantifier la variabilité de la stratification thermohaline de la couche superficielle océanique est donc indispensable pour mieux quantifier le rôle de l'océan dans le fonctionnement climatique d'une part, et ses implications dans la vie socio-économique des populations de l'échelle locale à l'échelle globale d'autre part.

Ainsi dans le présent chapitre, nous allons nous intéresser à la stratification thermohaline au sein de la couche superficielle océanique des zones de panaches d'eau douce du Golfe de Guinée, notamment au Sud-Est, dans la zone associée à la distribution spatiale à mésoéchelle intra-saisonnière (de l'ordre de la semaine) du panache du fleuve Congo (voir figure 4.1). Dans un premier temps, en examinant les profils de température et salinité (CTD & Argo), nous allons explorer et décrire les structures types de stratification thermohaline de la colonne d'eau sous différents aspects de la dynamique spatio-temporelle du panache du fleuve Congo. Ensuite, à partir d'une étude de cas, nous allons élucider le mécanisme physique qui contrôlerait la stratification thermohaline observée, à savoir une stratification thermohaline en marches d'escalier (ou « thermohaline staircases ») où des structures associées à des barrières de sel semblent omniprésentes.

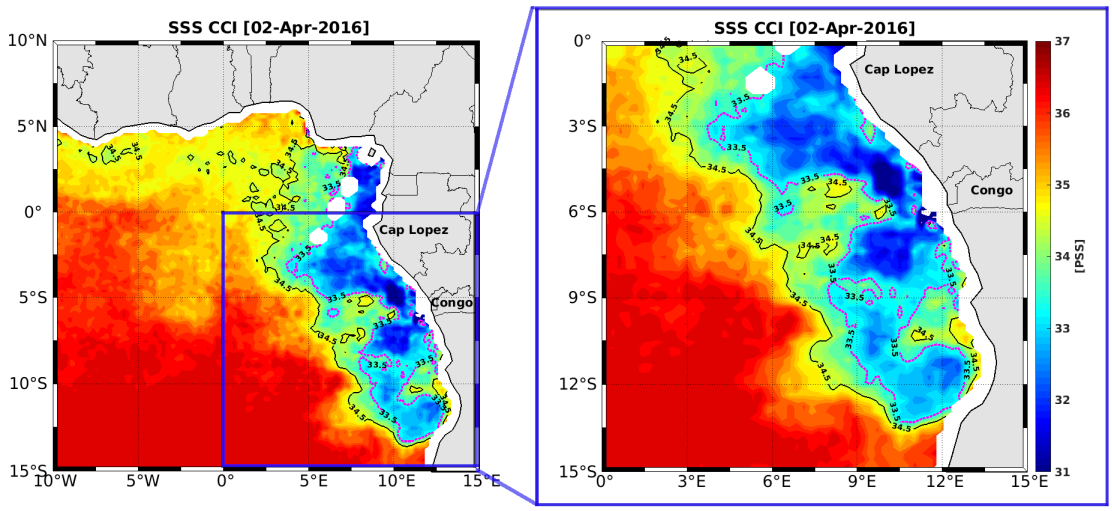


FIGURE 4.1 – Carte instantanée de la SSS (SSS CCI) au large de Congo montrant l'étendue de la zone d'influence du panache du fleuve Congo observée le 02/04/2016.

4.2 Structure type de stratification thermohaline au large du Congo

Dans cette section, les différents types de structures de stratification thermohaline observée sous différents aspects du panache de masse d'eau de faible salinité au large du Congo sont décrits et analysés avec une contextualisation aux champs de SSS et SST associés.

4.2.1 Stratification au sein du panache

Dans le chapitre précédent, nous avons observé que la dynamique saisonnière moyenne des signaux de faible salinité de surface associée au panache du fleuve Congo, suit une distribution spatiale en direction nord-ouest (septembre - janvier) suivie d'une redirection sud-ouest (janvier-avril) le long de la côte. À très fine échelle temporelle (de l'ordre du journalier), la distribution spatiale de la plume de faible salinité au large du Congo, affiche des caractéristiques similaires. On observe durant le mois de mars 2016 (voir figure 4.2d) des langues d'eau de faible SSS (<33,5 pss) subdivisées en deux branches longeant la côte, qui sont distinctement identifiables avec le contour isohaline 33,5 pss : (i) une première branche vers le nord-ouest entre l'embouchure du fleuve Congo et Cap-Lopez (6°S - 2°S) et (ii) une deuxième branche vers le sud-ouest, au large de la côte angolaise (13,5°S - 6°S). On observe également que ce champ de langues d'eau de faible SSS est associé à des structures distinctes de lentilles d'eau chaude de température de l'ordre de 29,5°C-30°C (voir figure 4.2e), au Sud de 5°S au large du Congo. Ces structures de lentilles d'eau chaude (contour de l'isotherme 29,5°C) à l'instar de noyaux tourbillonnaires, semblent être propres à la distribution spatiale du panache du fleuve Congo, qui se détachent de la côte vers le large.

La figure 4.2a montre les profils verticaux de salinité, de densité et de température potentielles au sein de la branche nord-ouest du panache du fleuve Congo. Ces profils sont localisés à ~ 236 km de l'embouchure du fleuve Congo, soit à la position 10,4°E et 5,6°S (voir localisation indiquée par une « étoile » sur les figures 4.2d et 4.2e). On observe que la masse d'eau de surface à l'extérieur de la lentille d'eau chaude (contour de l'isotherme 29,5 °C, figure 4.2e) est caractérisée par une faible salinité de ~ 29,3 pss, avec une faible densité potentielle de ~ 17,6 kg/m^3, marquant l'emprunte intrinsèque des décharges d'eau douce du fleuve Congo. La température de la masse d'eau en surface de ces profils est de ~ 29 °C (voir figures 4.2a et 4.2e).

La stratification en densité de la colonne d'eau exhibe une forte pycnocline de l'ordre ~ -6kg/m^3 sur les 15 premiers mètres de profondeur, soit une augmentation ~ 0,4 kg/m^3 par mètre, avec une inflexion en structure type de marches d'escalier entre la surface et 8-m de profondeur, où le ratio de densité est de l'ordre de : $\mid R_\rho \mid < 1,17$ (voir figures 4.2a et 4.2c). Cette couche de pycnocline peu profonde est caractérisée par des maxima de pics de fréquence de flottabilité des particules de la colonne d'eau, où la valeur maximale de N^2 observée est de ~ 29,24 $\times$ $10^{-3}s^{-2}$ (voir figure 4.2b). Au sein de la pycnocline, on observe une thermocline très peu profonde, dont la limite supérieure coïncide avec le pic de gradient vertical de densité à 8-m. Au-dessus de la thermocline, on note une structure d'inversion de température, d'amplitude ΔT = 0.82°C. Le maximum de la température de 28,82°C est observé à 6-m de profondeur.

On note également que cette structure d'inversion de gradient thermique est observée

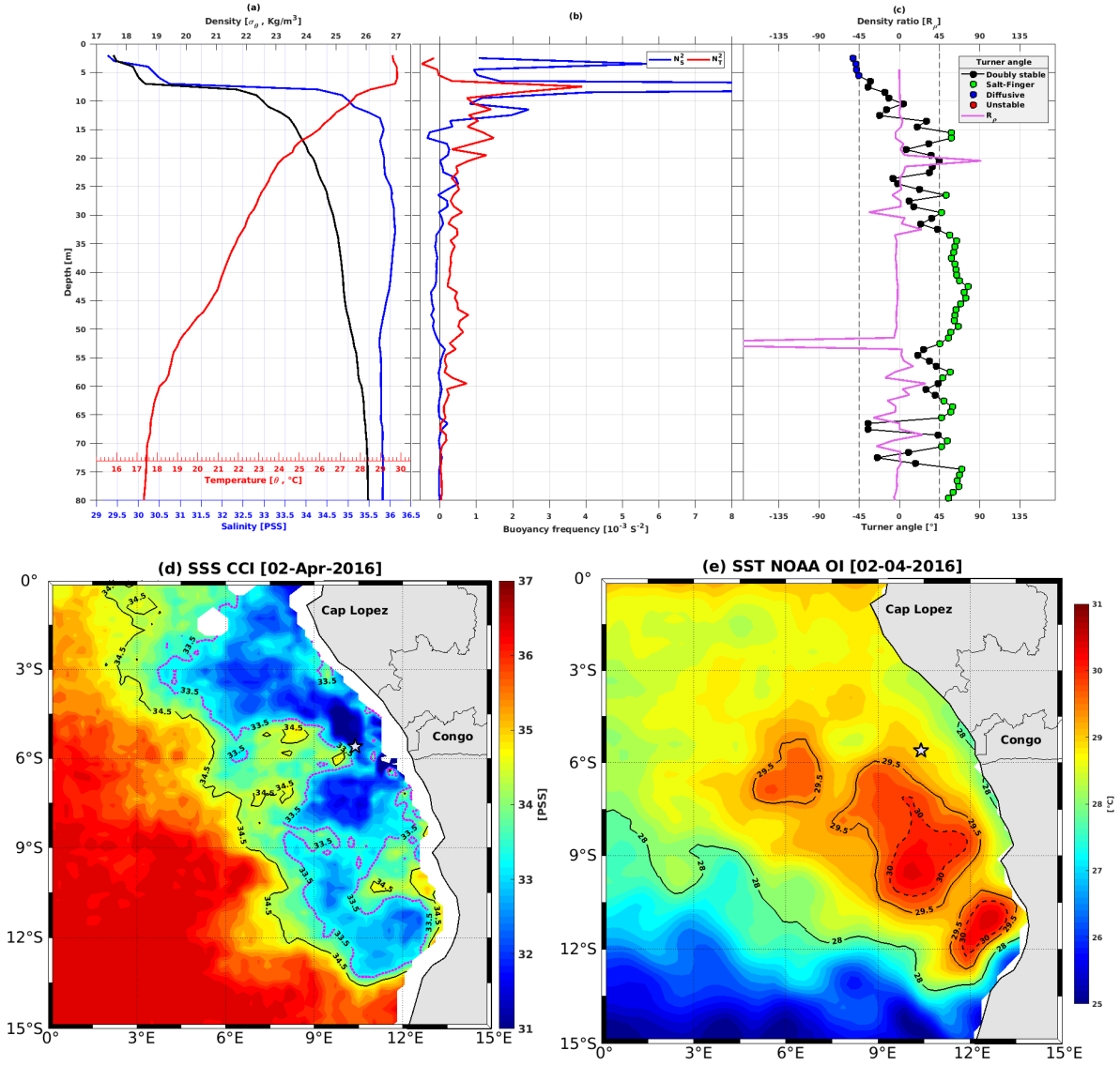


FIGURE 4.2 – Profils de (a) : Température potentielle (rouge), Salinité (bleu), densité potentielle (noir) ; (b) contribution distincte de la salinité (bleu) et de la Température (rouge) à la stratification en densité de la colonne d'eau : fréquence de Brunt-Väisälä. (c) la courbe magenta représente le ratio de densité tandis que la courbe en points coloriés représente l'Angle de Turner caractéristique de la colonne d'eau. (d) et (e) sont les champs de la SSS et de la SST correspondant aux profils (a)-(b)-(c). La localisation géographique des profils est indiquée par l'étoile marquée sur (d)-(e). Ces profils sont de la campagne PIRATA FR26, station CTD n°49 du 02/04/2016.

dans une forte halocline de l'ordre de ~ 6,5 pss dans les 15 premiers mètres de profondeur, soit 0,43 $pss.m^{-1}$. De l'eau relativement froide ($SST \approx 29$°C) et de faible salinité ($SSS \approx 29,3$ pss) se trouve donc superposée à sa base (à 6-m), au-dessus d'une masse d'eau chaude ($\theta \approx 29,8$°C) et plus salée ($> 30,5$ pss). La colonne d'eau est stablement stratifiée en salinité ($N^2_S > 0$), tandis qu'elle est déstabilisée en stratification thermique ($N^2_T < 0$), avec des valeurs caractéristiques d'angle de Turner de $Tu < 45°$, entre 0-6m de profondeur (voir figures 4.2b et 4.2c). La colonne d'eau est donc potentiellement sujette à de la diffusion convective, due au flux ascendant de chaleur résultant de la déstabilisation du gradient

de température, dont la compensation par le gradient de salinité est non équilibrée. Le maximum de température observé en subsurface, pourrait résulter de la dynamique de subsurface des lentilles d'eau chaude à structure « tourbillonnaire » (figure 4.2e).

La contribution du gradient de salinité à la stratification en densité de la colonne d'eau (0-15m), domine largement la contribution du gradient thermique, avec des pics maxima de N_S^2 de 5,7 $\times$ $10^{-2}s^{-3}$ (à 4-m), 2,48 $\times$ $10^{-2}s^{-3}$ (à 8-m) et 2,44 $\times$ $10^{-2}s^{-3}$ (à 12-m) comparativement à des pics relativement faibles de N_T^2 dont le maximum est de $\sim$ 4 $\times$ $10^{-2}s^{-3}$ (à 8-m), où l'angle de Turner caractéristique est $-45°< Tu < 0°$. En dessous de 15-m, au sein de la pycnocline, la colonne d'eau est à un état statique stablement stratifié jusqu'à plus de 60-m de profondeur, où la contribution du gradient de température à la stratification en densité domine celle du gradient de salinité, avec des valeurs caractéristiques d'angle de Turner de $0°< Tu < 45°$. On note tout de même une déstabilisation du gradient vertical de salinité assez étendue entre $\sim$ 34-53m de profondeur, où la température exhibe une stratification statique stable avec des valeurs caractéristiques d'angles de Turner de $45°< Tu < 90°$. Une masse d'eau relativement chaude et plus salée se trouve donc au-dessus d'une masse d'eau froide et moins salée. La colonne d'eau est donc potentiellement sujette à un processus de double diffusion par doigt de sel.

Ainsi, la stratification thermohaline de la colonne d'eau au sein du panache du fleuve Congo, plus proche de son embouchure, est fortement contrôlée par le gradient vertical de la salinité, soit $N_S^2 \approx 4N_T^2$ en moyenne dans la couche de surface de 0-15m de profondeur, tandis que la stratification en température est prédominante dans le reste de la colonne d'eau.

4.2.2 Stratification interstitielle aux lentilles d'eau douce

La stratification thermohaline de la colonne d'eau interstitielle aux lentilles d'eau chaude ($SST < 29,5$°C) associées aux flux d'eau de faible salinité ($SSS < 34,5$ pss) du panache du fleuve Congo est illustrée sur la figure 4.3. Au sein de cette zone interstitielle (entre les isohalines de surface 33,5 et 35,5 pss) bordée par des masses d'eau d'intenses dessalures ($SSS <$ 33.5pss, voir figures 4.3d et 4.3e), la colonne d'eau exhibe une couche de mélange statiquement stable d'environ 6-m de profondeur (figure 4.3a). Cette couche de mélange est caractérisée par une température moyenne de 29, 25°C et une salinité de 33, 8 pss, où la fréquence de flottabilité des particules d'eau est nulle (N^2 quasi-nulle, de l'ordre de grandeur de $10^{-5}s^{-2}$). À la base de la couche de mélange, jusqu'à $\sim$ 18-m de profondeur, on observe une forte pycnocline, avec une variation de l'ordre de $\sim$ 0.17 kg/m^3 par mètre, qui coïncide avec une halocline assez marquée avec une variation de $\sim$ 0.15pss/m.

Dans cette couche de fort gradient vertical de salinité, la stratification thermique de la colonne d'eau affiche une structuration assez remarquable. On observe la superposition

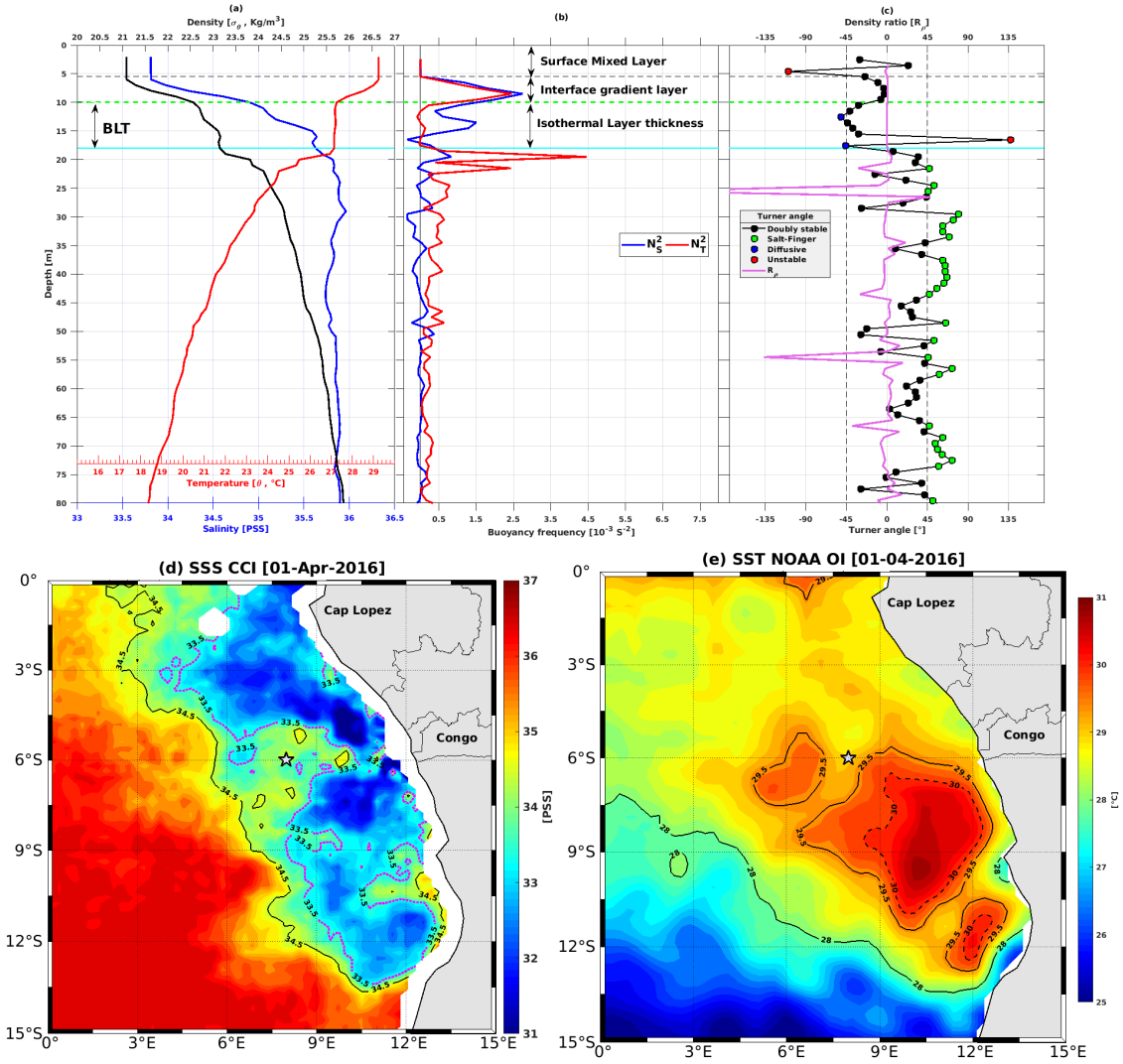


FIGURE 4.3 – Même notation que pour la figure 4.2. Sur les panels (a-b-c), la base de la couche de mélange de surface : ligne noire en trait discontinu ; base de l'interface de température et de salinité : ligne verte en trait discontinu ; base de la couche isotherme de subsurface : ligne bleue cyan en trait continu. Ces profils sont de la campagne PIRATA FR26, station CTD n°44 du 01/04/2016.

de deux couches isothermes séparées par un gradient de température avec un ratio de densité $\mid R_\rho \mid < 1$, à l'instar d'un « escarpement en marche d'escalier » (voir figure 4.3a). En effet, dans les 18 premiers mètres de la couche superficielle, deux couches homogènes en température sont observées : (i) la couche mélangée de surface (0-6m) de température de $\sim 29{,}25$ °C et (ii) une couche isotherme de $\sim 27{,}2$ °C (10-18m), au-dessus de la thermocline. Entre ces deux couches (entre 6-10-m de profondeur), le gradient vertical stabilisant de température (avec $\Delta_z\theta = 0,5°\text{C/m}$) est compensé par le gradient vertical de salinité (pour une augmentation de $\sim 0{,}3$ pss/m). Les contributions du gradient de salinité et de température à la signature du gradient de la colonne d'eau sont quasi-équilibrées ($R_\rho < 0,7$), avec une légère prépondérance du flux de salinité, où l'angle de Turner caractéristique est de $-10°$ en moyenne (voir figure 4.3b et 4.3c).

À la base de la couche d'interface de gradient (c'est-à-dire à 10-m de profondeur), la colonne d'eau est caractérisée par une structure de barrière de sel (BL) d'épaisseur de ~ 8-m (BLT) : un fort gradient de salinité de l'ordre $0.1 pss/m$ est observé dans la couche isotherme de subsurface (voir figure 4.3a). La stratification en densité est pilotée par le gradient vertical de salinité avec des valeurs typiques d'angle Turner $-90° < Tu < 0°$ (figure 4.3c). On note toutefois quelques pics ponctuels d'instabilité ($Tu > 95°$ et $Tu < -90°$) entre les couches isothermes. Cette couche intermédiaire de barrière de sel où le gradient de température semble statiquement neutre, suggère une inhibition du refroidissement de la couche de mélange par processus d'entraînement à sa base. Cette inhibition de flux thermique induit par la couche de barrière de sel, pourrait par rétroaction renforcer le réchauffement de la couche de mélange. On note en effet une différence de température de $\Delta\theta = 2,3°\text{C}$ entre la couche de mélange et la couche de barrière de sel $[\Delta\theta = \theta(ML) - \theta(BL)]$, qui semble consistante avec la présence de barrière de sel.

En outre, à la base de la couche de barrière de sel, la thermocline se caractérise avec un pic maximal de $N_T^2 \approx 4.5 \times 10^{-3}\ s^{-2}$ (à 20-m), où la contribution du gradient de température à la stratification en densité est non compensée par le gradient de salinité (voir figures 4.3a, 4.3b et 4.3c). On observe que la température est stablement stratifiée, tandis que la salinité montre des zones de gradient vertical instable, favorables au processus de diffusion de doigt de sel où on note des valeurs d'angle de Turner $Tu > 45°$.

Ainsi, la stratification de la colonne d'eau interstitielle aux lentilles d'eau chaudes et dessalées associées au panache du fleuve Congo, admet une structure thermique en marches d'escalier au sommet de la couche superficielle (0-18m). Cette stratification de température en marches d'escalier (avec des valeurs de densité ratio $\mid R_\rho \mid < 1$) est associée à une couche de barrière de sel, à la base de laquelle le gradient de densité est contrôlé par la stratification en température.

4.2.3 Stratification au sein de lentille d'eau chaude du panache

Dans cette sous-section, comme illustré sur la figure 4.4, la stratification thermohaline au sein d'une lentille d'eau chaude ($SST \geq 29,5°\text{C}$) associée au panache du fleuve Congo est explorée. On observe qu'aux frontières des contours de l'isohaline $SSS = 33,5$ pss, la colonne d'eau à l'intérieur du contour $SST = 29,5°\text{C}$, reste homogène thermiquement jusqu'à 26-m de profondeur (voir figures 4.4a, 4.4d et 4.4e). Au sein de cette couche isotherme profonde ($ILD = 26$-m), la stratification en densité affiche une succession de deux couches homogènes (0-14m et 19-26m) avec une interface présentant « des marches d'escalier ». La structure verticale en salinité, affiche aussi une similarité à celle de la densité potentielle. On observe dans les 14 premiers mètres une couche mélangée où la température et la salinité sont homogènes avec des fréquences de flottabilité quasi-neutres (voir figures 4.4a et 4.4b). Cette couche mélangée de surface exhibe quelques pics d'instabilité

gravitationnelle où l'on trouve des valeurs d'angle de Turner supérieurs 135° (voir figure 4.4c). Toutefois, une prédominance du degré d'uniformité thermique est observée par rapport à celui de la salinité, où le ratio de densité est absolument largement supérieur à 2 : $\mid R_\rho \mid > 2$.

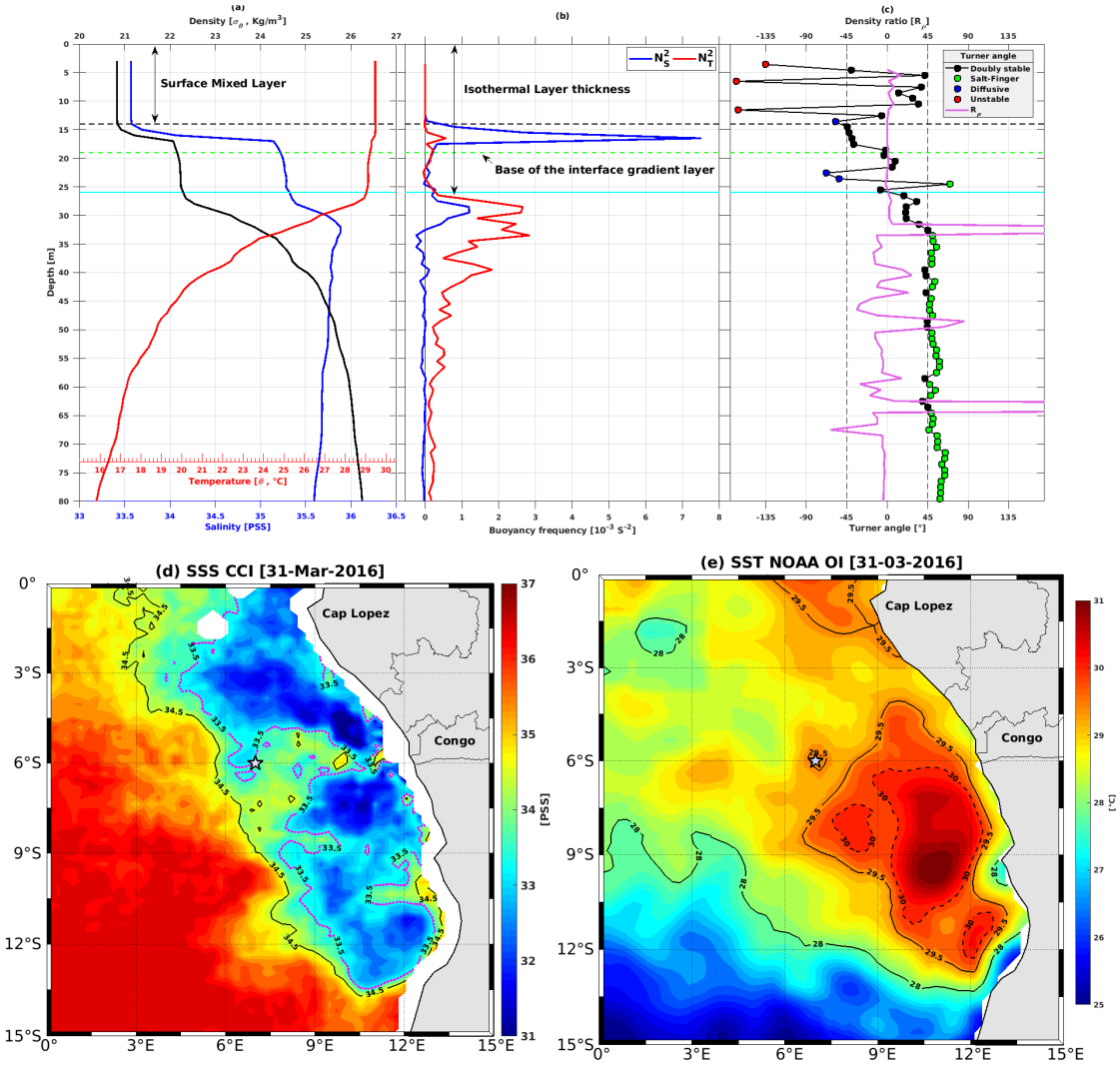


FIGURE 4.4 – Même notation que pour la figure 4.3. Sur les panels (a-b-c), la base de la couche de mélange de surface : ligne noire en trait discontinu ; base de l'interface de température et de la salinité : ligne verte en trait discontinu ; la base de la couche isotherme de subsurface : ligne bleue cyan en trait continu. Ces profils sont de la campagne PIRATA FR26, station CTD n°43 du 31/03/2016.

À la base de la couche de mélange, entre 14-19-m de profondeur, le gradient de densité est de l'ordre de ~ 0,3 kg/m^3 par mètre. Dans cette zone (14-19m) de gradient de densité, la contribution du gradient de salinité prédomine avec un maximum de flottabilité de la salinité de $N_S^2 = 7{,}3 \times 10^{-3} s^{-2}$, soit $N_S^2 \simeq 14 N_T^2$. La température y est quasi-homogène ($R_\rho \simeq 0,08$). Au-dessous de cette zone de gradient jusqu'à 26-m, on observe une couche mélangée de subsurface, où les gradients de salinité et de température se compensent, avec des valeurs d'angle de Turner $Tu \simeq 0°$. L'interface de gradient de densité se présente

donc comme une couche de barrière de sel.

À la base de la couche de mélange de subsurface (profondeur >26-m), on observe une forte pycnocline qui coïncide avec la thermocline, où la contribution du gradient de température reste continûment prédominante (voir figures 4.4a, 4.4b et 4.4c). On note des pics maxima de flottabilité due aux gradients thermiques, tel que $N_T^2 > 1,5 \times 10^{-4} s^{-2}$ entre 25-40m de profondeur. Au sein de la thermocline, on observe un maximum de salinité de ~ 36 pss à 33-m. En dessous de cette profondeur, le gradient de salinité est déstabilisant continûment jusqu'à plus de 75-m : $N_S^2 < 0$ et $Tu > 45°$ (voir figures 4.4b et 4.4c). La colonne d'eau est donc potentiellement sujette à un processus de double diffusion de doigt de sel.

On note donc en effet, que la stratification en densité de la colonne d'eau au sein de la lentille d'eau chaude et dessalée associée au panache du fleuve Congo, est contrôlée par le gradient de salinité dans la couche de surface de 26-m de profondeur. Dans cette couche, la stratification en salinité (tout comme la densité) se compose d'une structure de type « marche d'escalier », dont l'interface de gradient de densité est caractérisée par une couche de barrière de sel.

4.2.4 Stratification au sein de la zone de fronts thermohalins de surface

La dynamique d'interaction entre le panache d'eau de faible salinité avec les masses d'eau de l'océan ouvert, engendre des zones de fronts thermohalins. Ce sont des zones de transition où l'on observe un fort gradient de SSS et de SST. La stratification thermohaline de la colonne d'eau dans le front thermohalin associé au panache du fleuve Congo est montrée sur la figure 4.5. Dans cette zone de fronts thermohalins (voir figures 4.5d et 4.5e), la colonne d'eau exhibe une stratification en densité du type « marche d'escalier » (voir figure 4.5a). On observe dans les 25 premiers mètres, deux couches de mélange, homogènes en température et en salinité, séparées par une interface de gradient de densité de l'ordre de ~ 0.23 kg/m^3 par mètre.

En particulier, la stratification en structure de « marche d'escalier » s'observe à la fois dans les profils de température et de salinité. L'interface entre les couches de mélange de surface (0-8m) et de subsurface (15-25m), est constituée de gradients stabilisants de $\sim 0,3\ pss/m$ et $\sim -0,1°C/m$ de salinité et température respectivement, sur une épaisseur de 7-m. Cette couche d'interface de forts gradients T/S est doublement stablement stratifiée avec une contribution prédominante du gradient de salinité à la stratification en densité, où l'on observe des pics maxima de fréquence de flottabilité due à la salinité, avec des valeurs d'angle de Turner telles que $-45°< Tu < 0°$ (voir figures 4.5b et 4.5c). L'interface de gradient de densité semble être induite par la dynamique offshore de la langue d'eau de faible salinité associée au panache du fleuve Congo. En outre, dans la couche

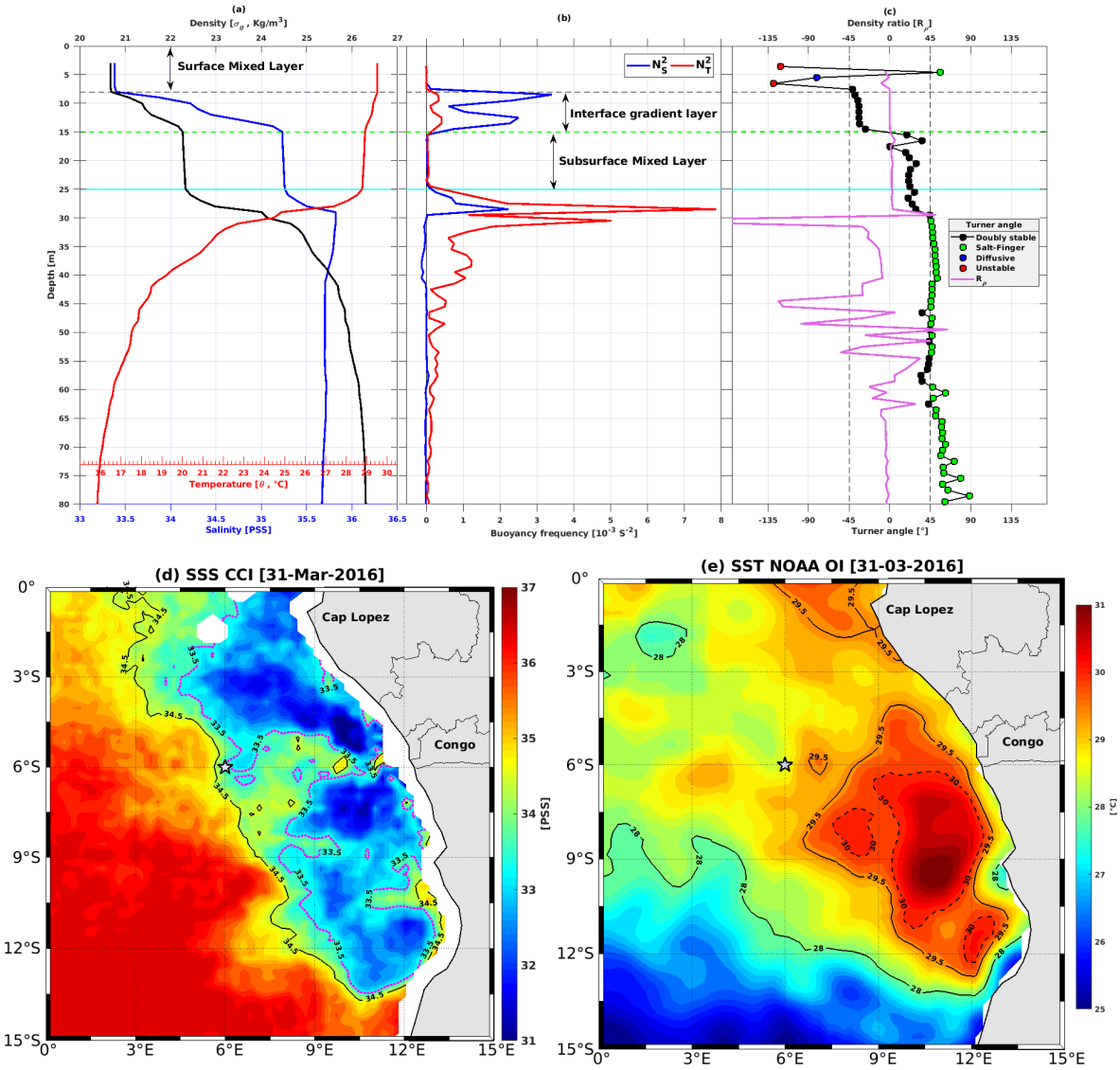


FIGURE 4.5 – Même notation que celle dans la figure 4.3. Sur les panels (a-b-c), base de la couche de mélange de surface : ligne noire en trait discontinu ; base de l'interface de température et de la salinité : ligne verte en trait discontinu ; base de la couche isotherme de subsurface : ligne bleue cyan en trait continu. Ces profils sont de la campagne PIRATA FR26, station CTD n°42 du 31/03/2016.

de mélange de subsurface (15-25m), on note une prédominance du degré d'uniformité du profil de température au profil de densité, où l'angle de Turner est tel que : $0° < Tu < 45°$. L'influence des masses d'eau de faible salinité associées au panache du fleuve serait donc limitée à la base de la halocline et de la pycnocline à ~ 15-m.

À la base de la stratification thermohaline de structure de type « marche d'escalier », se situe la pycnocline permanente qui coïncide avec la thermocline. On observe une prédominance de la contribution du gradient de température sur la stratification en densité, avec des pics maxima de $N^2_T > 3{\times}10^{-3} s^{-2}$. Par contre, la colonne d'eau exhibe une stratification quasi continûment déstabilisée en salinité, où le maximum de salinité de ~ 35,82 pss est observé à environ ~ 29-m dans la thermocline (voir figure 4.5a). Les

valeurs inhérentes d'angle de Turner sont quasi continûment supérieures à 45°. La colonne est donc potentiellement sujette à des processus de double diffusion par doigt de sel, car de l'eau chaude et salée se trouve au-dessus d'eau froide et moins salée (voir figures 4.5a, 4.5b et 4.5c).

En fonction de la nature de la dynamique du front thermohalin dans la couche de surface, la stratification associée peut être caractérisée par une inversion de température.

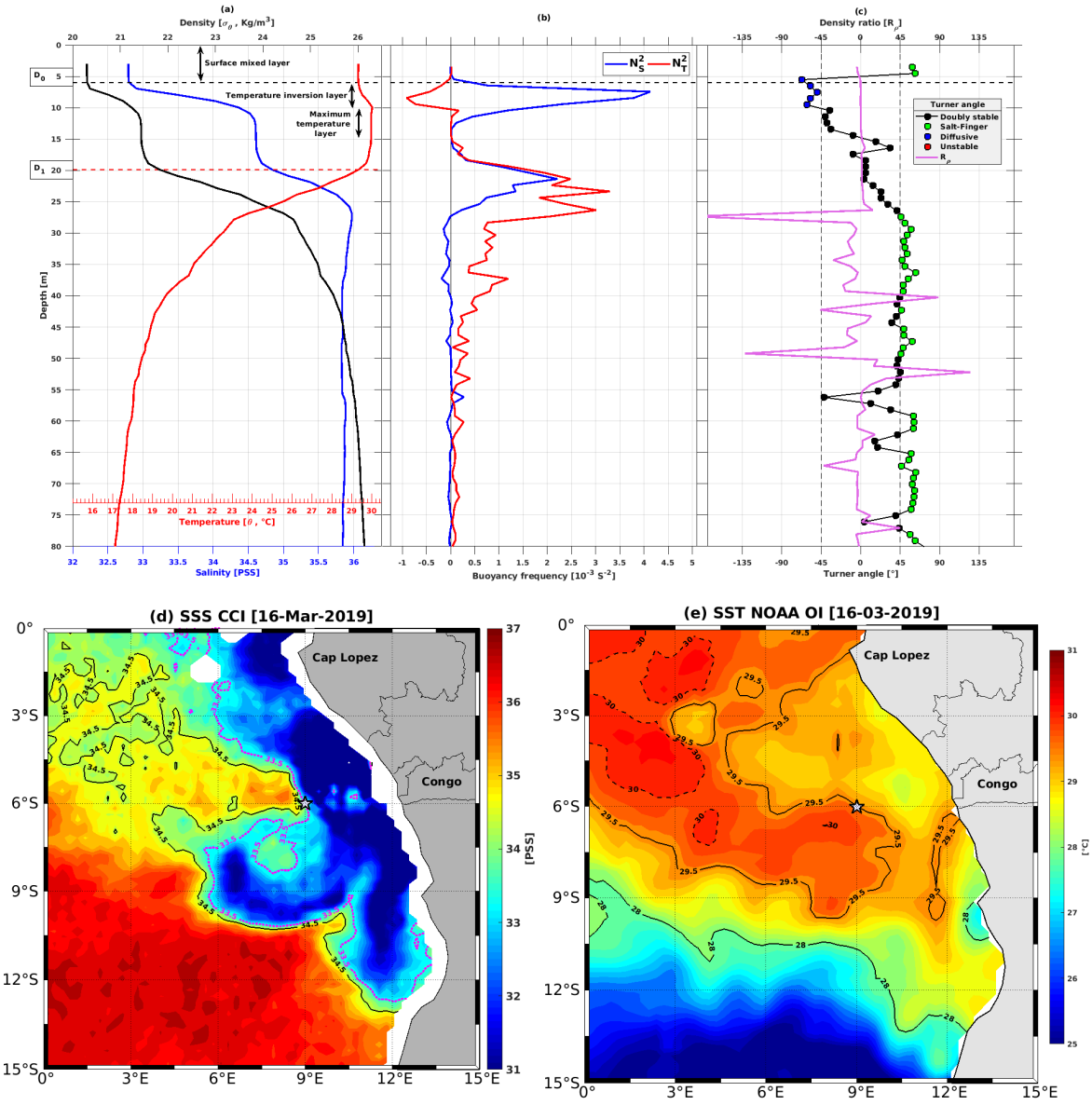


FIGURE 4.6 – Même notation que celle dans la figure 4.3. Sur les panels (a-b-c), base de la couche de mélange de surface : ligne noire en trait discontinu ; base de la couche isotherme de subsurface : ligne rouge en trait discontinu. Ces profils sont de la campagne PIRATA FR29, station CTD n°42 du 16/03/2019.

La stratification thermohaline de structure de « marche d'escalier » associée à une inversion de température dans la zone de fronts de SSS et de SST au large au Congo est illustrée sur la figure 4.6 (pour le mois de 16 mars 2019). La structure du front

thermohalin est caractérisée en surface par une pénétration d'eaux plus salées ($SSS > 34,5\ pss$) et chaudes ($SST > 29,5$°C) dans des eaux de faible salinité ($SSS < 33,5\ pss$) et relativement plus froides ($SST < 29,5$°C) associées au panache, à environ 400 km de l'embouchure du fleuve Congo (voir figures 4.6d et 4.6e). On observe en effet dans les 20 premiers mètres, une stratification thermohaline en structure de « marche d'escalier », où se situe un gradient d'inversion de température d'amplitude de $\Delta T = 0,7$°C dans la couche d'interface de gradient de densité superposée par une couche de mélange de surface de ~ 6-m de profondeur (voir figure 4.6a). La couche d'interface de gradient de densité de ~ $0,2\ kg/m^4$ (6-12m) est potentiellement sujette à de la diffusion convective due aux gradients déstabilisant en température : $-90° < Tu < -40°$ avec un pic négatif maximal de $N_T^2 \approx -0,91\times10^{-3}s^{-2}$ et un pic positif maximal de $N_S^2 \approx 4,13\times10^{-3}s^{-2}$. À la base de cette couche d'interface de gradient de densité, se dresse une couche homogène de température maximale de ~ 30 °C entre ~ 8-14m de profondeur. Ce maximum de température de subsurface est bien en cohérence avec la signature de la masse d'eau salée et chaude observée dans le front de SSS et SST en surface (voir figure 4.6d et 4.6e). À 20-m de profondeur, la température est égale à la température de la couche de mélange de surface. Dans le reste de la colonne d'eau marquée par la pycnocline (coïncidant avec la thermocline), la stratification en densité est de façon prédominante due aux gradients stabilisant de la température (N_T^2 plus grand) tandis le gradient de salinité est quasi continûment déstabilisant ($N_S^2 < 0$). La colonne d'eau est donc potentiellement sujette à un processus de double diffusion en doigt de sel, du fait que la stratification thermohaline est telle que de l'eau salée et chaude se trouve superposée à de l'eau froide et dessalée (voir figures 4.6d et 4.6e).

4.2.5 Stratification thermohaline hors panache

Dans les sections précédentes, nous avons examiné les types de stratifications thermohalines caractéristiques de la colonne d'eau associée aux masses d'eau de faible salinité au sein du panache du fleuve Congo et dans la zone de front thermohalin (SSS et SST) associée à sa dynamique offshore. Dans la présente sous-section, nous allons analyser la stratification typique de la colonne d'eau loin des influences du panache du fleuve Congo, caractérisée en surface par des valeurs de $SSS > 35.5pss$.

Comme illustré sur la figure 4.7, on observe que la colonne d'eau loin des influences du panache du fleuve Congo, exhibe une couche de mélange assez profonde (supérieure à 20-m) comparativement aux colonnes d'eau exposées au panache d'eau douce (voir figure 4.7a). La stratification en densité de la colonne d'eau est de façon prédominante due au gradient vertical stabilisant de la température, tandis que la contribution du gradient de salinité y est relativement faible et déstabilisante sous la couche de mélange (voir figure 4.7b). Cet aspect de la colonne d'eau (de la figure 4.7) suggère que la stratification

thermohaline en structure de « marche d'escalier » observée au large du Congo (dans les sections précédentes) est induite par l'influence des flux de masse d'eau de faible salinité associés au panache du fleuve Congo.

4.2.6 Discussion

Dans cette première partie de ce chapitre, nous avons exploré la stratification thermohaline associée aux différents aspects de la dynamique du panache du fleuve Congo, dans la région du Sud-Est du Golfe de Guinée. On a observé que la variation spatiale à petite échelle temporelle (de l'ordre de quelques jours) du flux de masse d'eau de faible salinité du panache est associée à des structures de surface de lentille d'eau chaude ($SST > 29,5°\text{C}$) et faiblement salée ($SSS < 34,5$). La dynamique du panache du fleuve Congo influence considérablement la structure thermohaline de la colonne d'eau, en influençant la profondeur de la couche mélangée de surface. Au sein du panache à près de $\sim 236\ km$ de l'embouchure du fleuve, la colonne d'eau est caractérisée par de forts gradients verticaux de densité de l'ordre de $\sim 0,4 kg/m^3$ par mètre, qui est dû à la présence d'une forte halocline associée à l'empreinte intrinsèque du panache du fleuve, sur les 15 premiers mètres de profondeur de la couche superficielle.

Un peu plus au large, la dynamique d'interaction du panache de masse d'eau de faible salinité ($SSS < 34,5\ pss$) avec la masse d'eau de l'océan ouvert ($SSS > 34.5 pss$), conditionne la stratification thermohaline de la colonne d'eau. Cette dynamique d'interaction est caractérisée par des structures type de stratification de double couche homogène avec interface de gradient de densité, à l'instar des escarpements de marche d'escalier. Ces structures de stratification thermohaline en marche d'escalier sont statiquement doublement stables avec des valeurs de ratio de densité telle que $\mid R_\rho \mid < 1,17$. En outre, elles sont associées à des couches de barrière de sel, au-dessus desquelles la colonne d'eau est sujette à une inversion de température ou potentiellement à de la diffusion convective en fonction de la dynamique d'interaction des masses d'eau. La contribution du gradient de salinité à la stratification en densité est prédominante dans la couche de surface d'environ $\sim$ 20-m de profondeur. Par contre, en dessous de cette couche de surface ($>$ 20-m), dans la thermocline, le processus de double diffusion par doigt de sel est potentiellement omniprésent, dû à la présence quasi continuelle de gradient vertical déstabilisant en salinité où la température est stablement stratifiée et déterminant la stratification en densité. Le processus de diffusion convective est superposé aux structures thermohalines en marches d'escalier observées (voir figures 4.2, 4.3, 4.4, 4.5 et 4.6), où la couche d'interface de gradient et la couche mélangée de subsurface sont doublement stablement stratifiées. La présence de structure de barrière de sel dans cette région est non moins surprenante, car elle est témoin des interactions entre le panache du fleuve Congo et les masses d'eau salée de l'océan ouvert. En effet, la couche de barrière de sel résulte généralement de processus

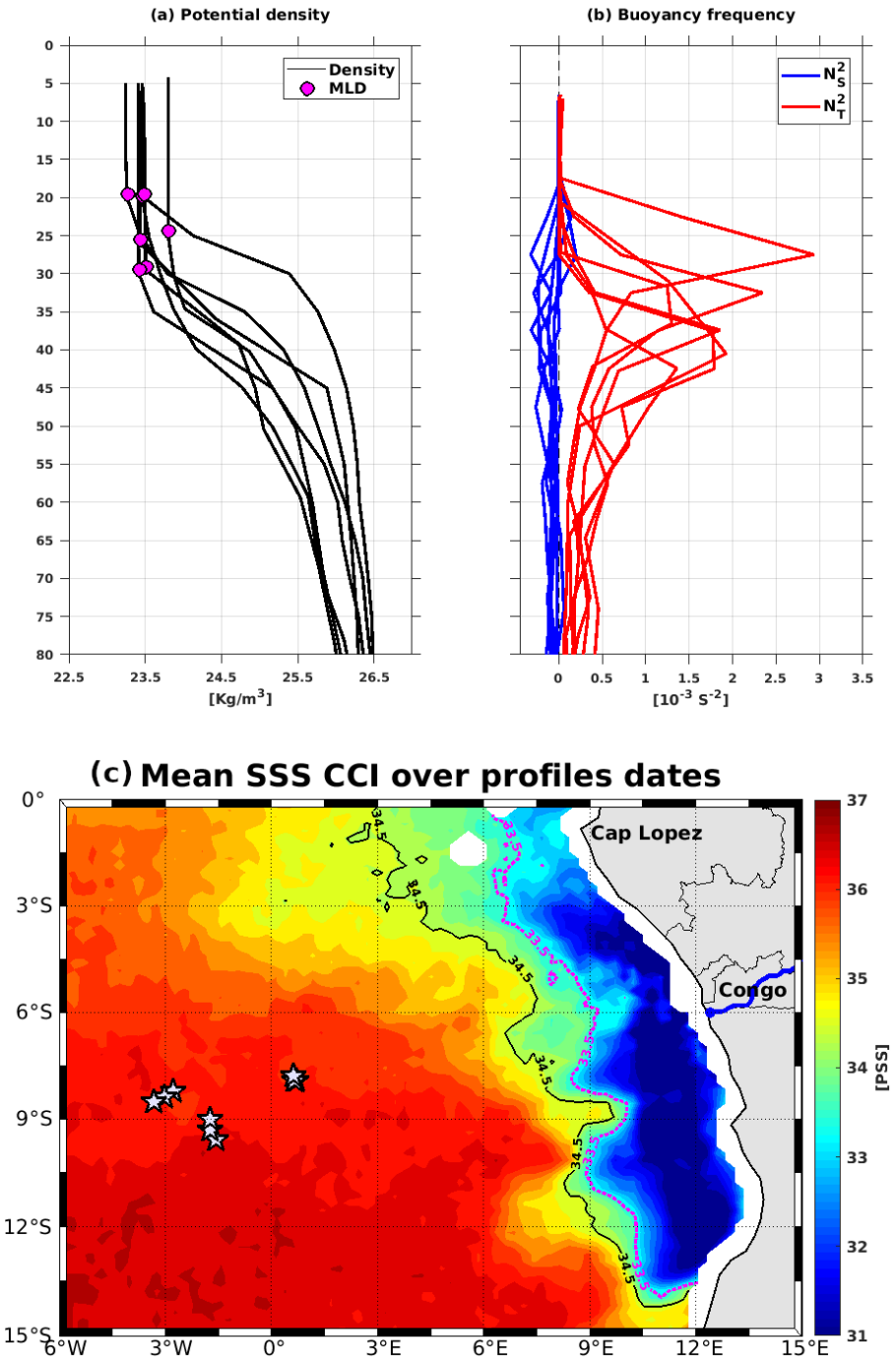


FIGURE 4.7 – Profils type de stratification thermohaline en zone hors panache : zone loin des influence des flux de masse d'eau douce du fleuve Congo. (a) profils de densité potentielle. Les points en couleur mauve délimitent la profondeur de la couche de mélange associée à chaque profil ; (b) Profils verticaux des contributions des gradients de température (en rouge) et salinité (en bleue) à la stratification en densité. Ces profils sont issus de flotteurs Argo du mois de mars 2016, peu avant les mesures des profils CTD de la campagne PIRATA FR26 de mars-avril 2016 (majoritairement exploités pour l'observation des structure de stratification en « marche d'escalier »).

d'advection horizontale de masse d'eau de faible salinité, qui induit un fort gradient de

salinité proche de la surface, limitant la profondeur de la couche mélangée de surface (Dossa et al. (2019); Katsura and Sprintall (2020); Sprintall and Roemmich (1999)).

Les structures thermohalines en marches d'escalier observées au large du Congo dans la couche de surface entre ~ 0-25m, sont bien en accord avec les valeurs caractéristiques de ratio de densité $\mid R_\rho \mid < 1,17$ reportées dans la littérature (Merryfield (2000); Radko (2013)). Ces structures thermohalines sont généralement observées dans les eaux profondes (> 100-m) des zones d'interaction entre différents types de masse d'eau. De telles stratifications sont observées dans la région d'interaction entre les masses d'eau salée et dense du bassin méditerranéen et les masses d'eau de l'Atlantique Nord-Est au travers du détroit de Gibraltar, à des profondeurs de l'ordre de 1200-1800m (Tait and Howe (1968, 1971)). Elles sont omniprésentes dans l'océan Arctique (~ 320-430m) et affectent la distribution des masses d'eau dans cette région (J. McDougall (1983); Neal and Neshyba (1973)).

Mais les mécanismes physiques responsables de la formation des structures thermohalines en marches d'escalier restent encore en débat dans la communauté scientifique, depuis les premières observations dans les années 1960s, suivies de leur reproduction en laboratoire (Cooper and Stommel (1968); Radko (2013); Stern and Turner (1969); Turner (1974)). Ces structures de stratification complexe semblent bien résulter d'une combinaison de plusieurs phénomènes. Une caractéristique commune est celle de la dynamique d'interaction entre deux masses d'eau de nature différente avec un ratio d'anomalie densité $\mid R_\rho \mid < 2$ qui est une condition à la fois nécessaire et suffisante à la formation des structures de stratification en marches d'escalier (Radko (2013)). Aucune structure de stratification thermohaline du type « marche d'escalier » n'a jamais été reportée dans la littérature avec un ratio de $\mid R_\rho \mid > 2$. Des valeurs de $\mid R_\rho \mid < 1,17$ sont déterminantes à la présence et au maintien de telle structure de température et de salinité dans la colonne d'eau : plus R_ρ est faible, plus robuste est la structure de marche d'escalier (Merryfield (2000); Radko (2013)).

Il existe plusieurs hypothèses permettant d'approcher les mécanismes physiques responsables de la formation de ces structures dans une colonne d'eau initialement uniforme en température et en salinité. Stern and Turner (1969) ont suggéré que la présence de structure thermohaline de type marche d'escalier favorise le processus de diffusion par doigt de sel dans la colonne d'eau. Radko (2013) suggère que de telles structures sont induites et maintenues par des processus de double diffusion par doigt de sel, opérant à des échelles verticales de l'ordre du centimètre. Une autre hypothèse stipule que l'existence de diffusion par gradient de densité déstabilisant (gradients négatifs de densité) est favorable à la génération et au maintien de stratification en marche d'escalier (Schmitt (1994)). Merryfield (2000) quant à lui, suggère que la configuration de stratification thermohaline en marche d'escalier résulterait d'un processus d'intrusion de masse d'eau de différentes caractéristiques, et dont le fort gradient d'interface est maintenue par cisaillement de gra-

dients horizontaux à grande échelle. L'existence de fronts thermohalins de surface est aussi une condition favorable à la génération d'une stratification de type marche d'escalier.

Dans le cadre de notre étude, pour les profils analysés, les structures de stratification en marche d'escalier observées ne sont par consistantes avec de processus de double diffusion par doigt de sel. Par contre elles sont potentiellement associées à des processus de diffusion convective dans le cas où la colonne d'eau est caractérisée par une inversion de température et une structure de barrière de sel. Aucune déstabilisation du gradient vertical de densité n'a été observée. La particularité des structures thermohalines de double couches homogènes avec interface de gradient observées au large du Congo, réside dans le fait qu'elles sont formées dans la couche superficielle (~ 0-30m de profondeur) où le gradient de densité est fortement contrôlé par la stratification en salinité.

Les sections suivantes de ce chapitre seront consacrées à l'identification et à la compréhension du mécanisme de formation des structures de stratification thermohalines en marche d'escalier observée. Nous allons nous intéresser particulièrement au cas où la stratification en marche d'escalier est observée à la fois en température et en salinité.

4.3 Mécanisme de formation de la stratification thermohaline en marche d'escalier : Étude de cas du 31 mars 2016

Pour comprendre les mécanismes responsables de la stratification thermohaline à multi-couches observées au large du Congo, les sections verticales de θ/S et de densité potentielle ensemble avec la fréquence de Brunt-Väisälä (N^2, N_T^2, N_S^2) et l'angle de Turner (Tu) au travers du panache sont analysées dans un premier temps. Ensuite, les variabilités spatiales de mésoéchelles (~ 40 × 40 km^2) à petites échelles temporelles (intra-saisonnière, de l'ordre de quelques jours : 26 à 31 mars 2016) des champs de SSS et de SST sont analysées et présentées. En outre, la dynamique de la circulation superficielle est analysée et contextualisée avec la variabilité thermohaline observée. S'ensuit enfin, une synthèse suivie de discussion et conclusion.

4.3.1 Sections verticales au travers du panache

4.3.1.1 Sections verticales de θ, S et σ_θ

Les sections verticales quasi-zonales de salinité, de température et de densité au travers du panache du Congo (du plus proche de la côte vers l'océan ouvert) sont montrées sur la figure 4.8. La section verticale de salinité (figure 4.8b) exhibe une succession de poche d'eau de masse d'eau de faible salinité, limitée à la base par l'isohaline $34,5$ pss. Il faut noter que cette isohaline est celle utilisée dans le chapitre 3 pour l'observation de la

variabilité spatio-temporelle horizontale des panaches du bassin du Golfe de Guinée. On observe que les structures de poche d'eau sont plus dessalées et avec des températures plus élevées ($> 29,5$°C) proche de la côte (< 270 km) où les contours $\sigma_\theta = 23$ kg/m^3, $S = 34,5$ pss et $\theta = 28$°C semblent pratiquement à la même profondeur, ~ 15-m (voir figure 4.8b et 4.8d). Plus au large de la côte (> 300 km) dans la zone de fronts de salinité de surface (zone marquée par les étoiles, voir figure 4.8a), la structure de poche d'eau de faible salinité s'étend plus en profondeur (voir figure 4.8b).

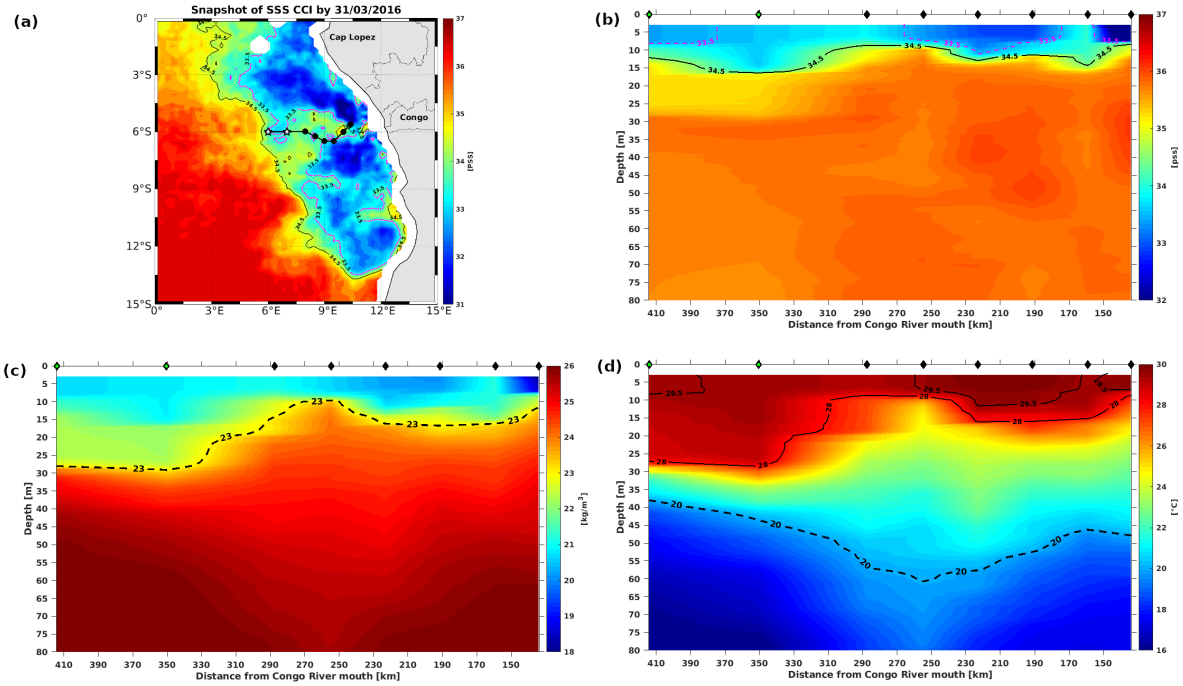


FIGURE 4.8 – (a) Carte instantanée de la SSS CCI au large du Congo à la date de 31/03/2016 avec les concours isohaline 34,5 pss (en noir) 33,5 pss (en magenta), caractérisant le flux d'eau de faible salinité du panache du fleuve Congo. Le transect formé de points noirs et d'étoile, représente les positions de profils (T/S) des sections verticales quasi-zonale (entre 31/03/2016 à 02/04/2016, PIRATA FR26) de salinité (b), de densité (c) et de température (d) au travers de la plume. Les positions des profils sont marquées par de petits losange noir sur les (b-c-d). En particulier, les deux étoiles de (a) et les deux losanges tachetés de points de couleur verte sur (b-c-d) représentent les position auxquelles les structures de stratification thermohaline multi-couches sont observées.

On note également la même similitude d'approfondissement de l'isotherme $\theta = 28$°C et de l'isopycne $\sigma_\theta = 23$ kg/m^3 jusqu'à environ ~ 30m de profondeur, tandis que l'isohaline 34,5 pss est localisée à environ 15-m de profondeur sur toute la section (voir figures 4.8 b, 4.8c et 4.8d). L'approfondissement simultané des contours $\sigma_\theta = 23$ kg/m^3 et $\theta = 28$°C stipule donc que la thermocline et la pycnocline coïncideraient à la même profondeur tandis que la halocline se trouve peu profonde dans cette zone de front de SSS. La non-concordance des positions de la thermocline et de l'halocline suggère donc que la colonne d'eau serait caractérisée par des couches homogènes en température associée à des gradients verticaux de salinité. Pour comprendre davantage la stratification thermohaline

dans cette zone, les sections verticales des fréquences de Brunt-Väisälä au sein de la colonne d'eau sont présentées et analysées dans la section suivante.

4.3.1.2 Sections verticales de N^2, N_T^2, N_S^2 et Tu

La section verticale de la fréquence de Brunt-Väisälä (N^2) suivant le transect au travers du panache du fleuve Congo, montre en détail l'état de la stratification en densité de la colonne d'eau (voir figure 4.9a). Plus proche de l'embouchure du fleuve dans la limite de ~ 330-km au large, la masse d'eau au-dessus de ~ 25-m de profondeur affiche une forte stratification avec des valeurs de $N^2 \gg 0{,}3 \times 10^{-3} s^{-2}$. On observe la même similitude

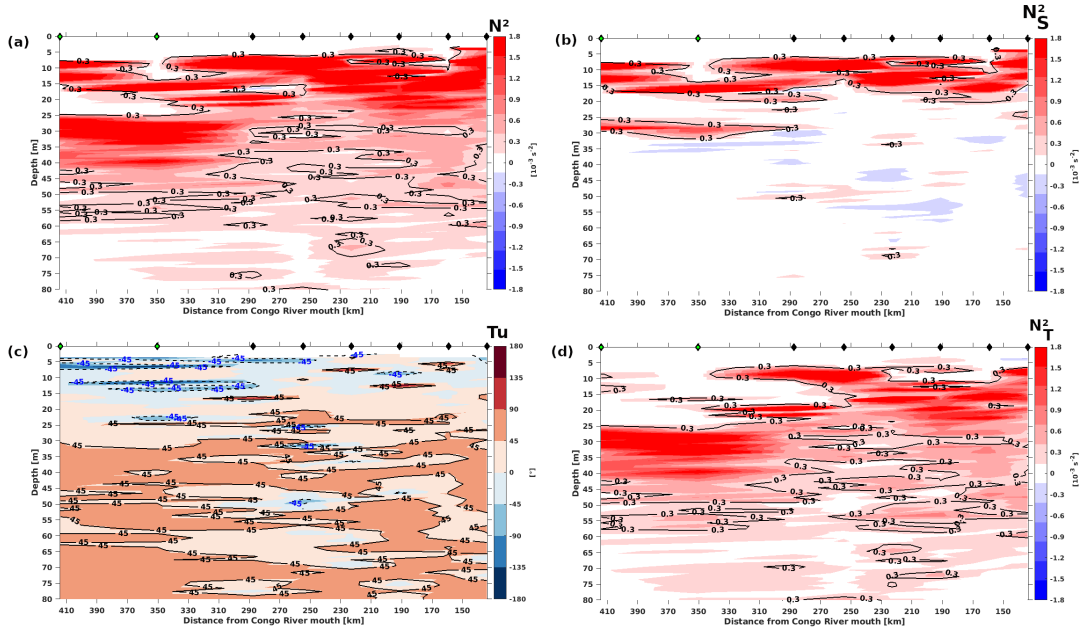


FIGURE 4.9 – Sections verticales quasi-zonale (entre 31/03/2016 à 02/04/2016, PIRATA FR26) de la fréquence de Brunt-Väisälä : N^2 (a) avec les contributions respectives de la salinité N_S^2 en (b) et de la Température N_T^2 en (d). La section verticale de l'angle de Turner associé est représentée en (c). Les lignes de contours 0,3x10$^{-3}s^{-2}$ délimitent les zones de couche homogènes des zones plus stratifiées de la colonne d'eau. Ces sections verticales sont réalisées au travers de la plume du fleuve Congo, comme indiqué sur la figure précédente 4.15.a. Les contours $Tu = -45°$ délimitent les zones où la colonne d'eau est sujette à de la diffusion par convection tandis que ceux $Tu = 45°$ indiquent les zones où de potentiels processus de double-diffusion par doigt de sel («salt fingering») seraient actifs. Les points de losanges noir indiquent les positions des profils tandis que ceux tachetés de couleur verte représentent les points des profils caractérisés par des structures multicouche homogènes au large à plus de 300km de la côte dans la zone de fronts thermohalins.

de stratification dans la contribution du gradient de salinité (N_S^2), tandis que le gradient de température (N_T^2) affiche une structure multi-couches isotherme assez distinctes entre 250-340km au large de la côte (voir figure 4.9b et 4.9d). L'entremêlement de couches isotherme et de couche de gradient de salinité suggère la formation de couche de barrière de sel dans cette zone de la section (250-340km) où des processus d'instabilité ($Tu > 90°$) et de diffusion par convection ($-90° < Tu < -45°$) semblent sporadiquement effectifs dans la colonne d'eau (voir figure 4.9c).

Au-delà de ~ 340-km plus au large, la fréquence d'oscillation des particules de masse d'eau indique une stratification de double couches homogènes en densité avec une interface de fort gradient. On observe une couche mélangée de profondeur ~ 8-m au sommet de la surface et une couche mélangée de subsurface entre ~ 16-25m de profondeur (Figure 4.9a). La contribution du gradient de salinité affiche les mêmes caractéristiques de multicouches homogènes en salinité (figure 4.9b). Cependant, la contribution du gradient de température montre une uniformité quasi-complète entre la surface et ~ 25-m de profondeur (figure 4.9d). On note toutefois que cette couche relativement homogène en température est parsemée de quelques fines couches (~ 1-2m) de fort gradient d'interface où $N_T^2 > 0,3\times10^{-3}s^{-2}$. On observe également que la colonne d'eau au-dessus de ~ 25-m de profondeur et au-delà de ~ 340 km de la côte, est potentiellement sujette à d'intenses processus de diffusion convective et d'instabilité gravitationnelle (voir figure 4.9c). Des masses d'eau de différentes caractéristiques seraient donc en interaction dans la colonne d'eau : soit entre la masse d'eau de faible salinité associée à la distribution spatiale grande échelle du panache du fleuve Congo et la masse d'eau de l'océan ouvert plus salée ($SSS > 34.5pss$). Cela semble bien consistant avec l'approfondissement de l'isopycne $\sigma_\theta = 23$ kg/m^3 et de l'isotherme $\theta = 28$°C observé sur les figures 4.9c et 4.9d. Cette zone d'intense activité de potentiel processus de diffusion convective correspond à la zone de fronts de SSS observée sur la figure 4.9a. Par conséquent, la stratification en structure de multicouches homogènes avec interface de gradient de densité serait induite par de potentiels processus de diffusion convective et d'instabilité associés à la dynamique d'interaction entre la masse d'eau de faible salinité du panache et la masse d'eau plus salée de l'océan ouvert.

Il faut noter que la stratification en densité au sein de la couche au sommet de la surface (<~ 25-m) est dictée par la stratification en salinité. Par contre dans le reste de la colonne d'eau, la stratification est contrôlée par le gradient de température. Au-delà de ~ 25-m de profondeur, les structures de très fines couches homogènes de densité (~ 1-2m) présentes dans la colonne d'eau semblent être induites par de potentiels processus de double diffusion par doigt de sel ($45° < Tu < 90°$, voir figures 4.9a et 4.9c). De telles structures de fines couches homogènes en densité semblent être corrélées avec les structures de fines couches homogènes de gradient de température, tandis que la stratification en salinité est quasi-neutre avec quelques tendances de gradient déstabilisant par intermittence (voir figures 4.9a, 4.9b et 4.9d).

4.3.2 Variations thermohalines de surface : SSS et SST

4.3.2.1 Variations spatio-temporelles de la SSS

Les champs de SSS associés à la variabilité spatio-temporelle à petite échelle du panache d'eau douce au large du Congo sont montrés sur la figure 4.10. Durant la période

de 26-31 mars 2016, l'étendue du panache d'eau douce suit une variabilité spatiale qui passe d'un bloc de masse d'eau de faible salinité le long de la côte à deux branches quasi distinctes de part et d'autre de la latitude 6°S : (i) une branche Nord, en direction Nord-Ouest, parallèle aux côtes Gabon-Congo et (ii) une branche au Sud, au large de la côte angolaise. La branche d'eau douce au Sud de l'embouchure du fleuve Congo montre une variation spatiale quasi stationnaire, associée à la dynamique tourbillonnaire de structure en dipôle des courants de surface au large d'Angola durant la période d'observation (28-31 mars 2016, voir figure 4.10). Par contre, la branche au nord, plus intense en dessalure, montre une distribution plus étendue vers l'ouest (jusqu'à 3°E), associée à des courants de surface de forte amplitude ($> 35\ cm/s$), dirigés vers le nord-ouest. On observe un détachement advectif de lentille d'eau douce vers le Sud dans la zone d'observation de stratification multicouches homogènes : autour de 6°S & 6°-7°E (voir figure 4.10). Ce

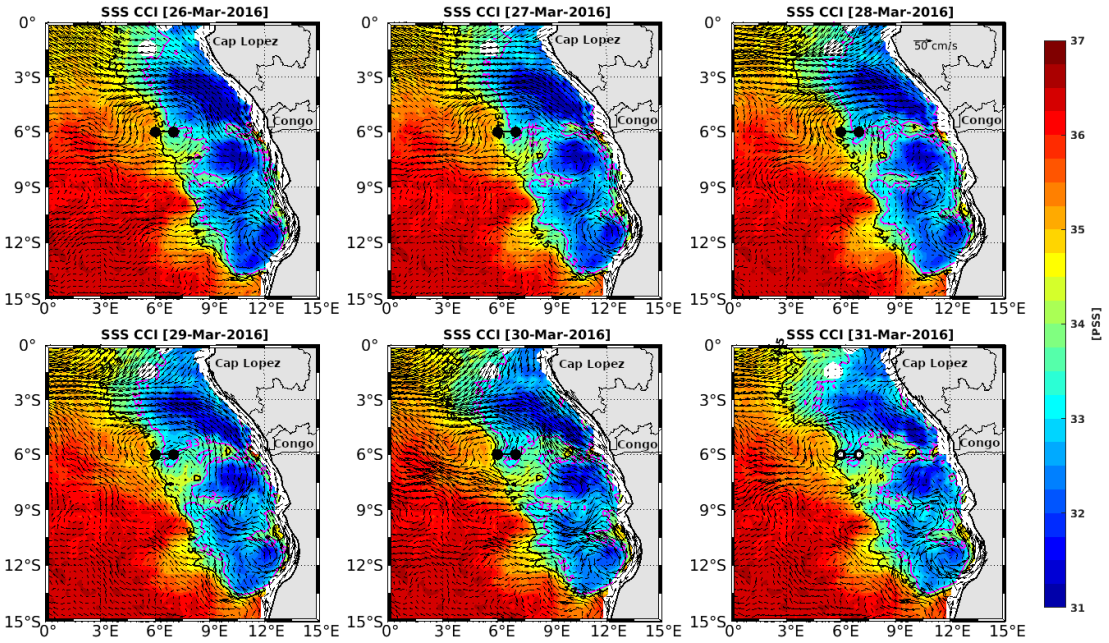


FIGURE 4.10 – Variation spatio-temporelle de la SSS CCI au large de Congo durant la période de 26-31 mars 2016. Les contours noirs représentent l'isohaline 34,5 pss permettant de suivre la distribution spatio-temporelle à grande échelle du panache du fleuve Congo. Les contours en magenta représentent l'isohaline 33,5 pss permettant de suivre la variabilité spatio-temporelle à petite échelle du panache. Les points noirs indiquent les positions des profils où les structures de stratification thermohaline en marches d'escalier sont observées. Les points noirs tachetés de points blancs distinguent la date d'observation des structure de marches d'escalier. Les flèches noires représentent le courant total de surface de la réanalyse GLORYS Mercator (cf. chap. 2).

détachement vers le Sud de lentille d'eau douce ($SSS < 33,5\ pss$) est associé à un déplacement du front de SSS (la zone interstitielle aux isohalines $34,5\ pss$ et $33,5\ pss$) au travers des profils. Ce détachement est aussi associé à une déflexion structurelle des courants de surface vers le Sud : entre 3°-9°E et 3°S-9°S (27-31 mars 2016, voir figure

4.10).

L'anomalie saisonnière de la SSS au large du Congo montre deux zones d'anomalie négative d'environ - 2 pss, de part et d'autre de la latitude 6°S (voir figure 4.11). Ces deux zones d'anomalie négative de SSS sont séparées par une langue d'anomalie positive de SSS de plus de 1,5 pss, quasi zonale le long de 6°S, entre 9°E-13°E. Les structures spatiales 2D des anomalies de SSS observées sont en cohérence avec la variation spatio-temporelle du champ de SSS durant la même période (voir figures 4.10 et 4.11). Les variations spatiales 2D du champ d'anomalies négatives de SSS au Nord de 6°S mettent bien en évidence l'intrusion d'eau douce vers le Sud observées dans les variations spatiales 2D de SSS (voir figures 4.10). Cette intrusion d'eau douce vers le Sud correspond à une anomalie saisonnière de SSS d'environ -0,3 pss (voir figure 4.11). Cette anomalie négative de SSS est associée la distribution spatio-temporelle à grande échelle du panache du fleuve Congo. En effet, durant la période du 26-31 mars 2016, les précipitations au Sud-Est du Golfe Guinée sont localisées dans la bande longitudinale entre 0°-3°S. Au Sud de 3°S, les précipitations sont quasi-absentes et ne sont pas corrélées avec le détachement advectif de l'anomalie négative de SSS dans la zone d'observation de stratification en structure de marche d'escalier (voir annexe A).

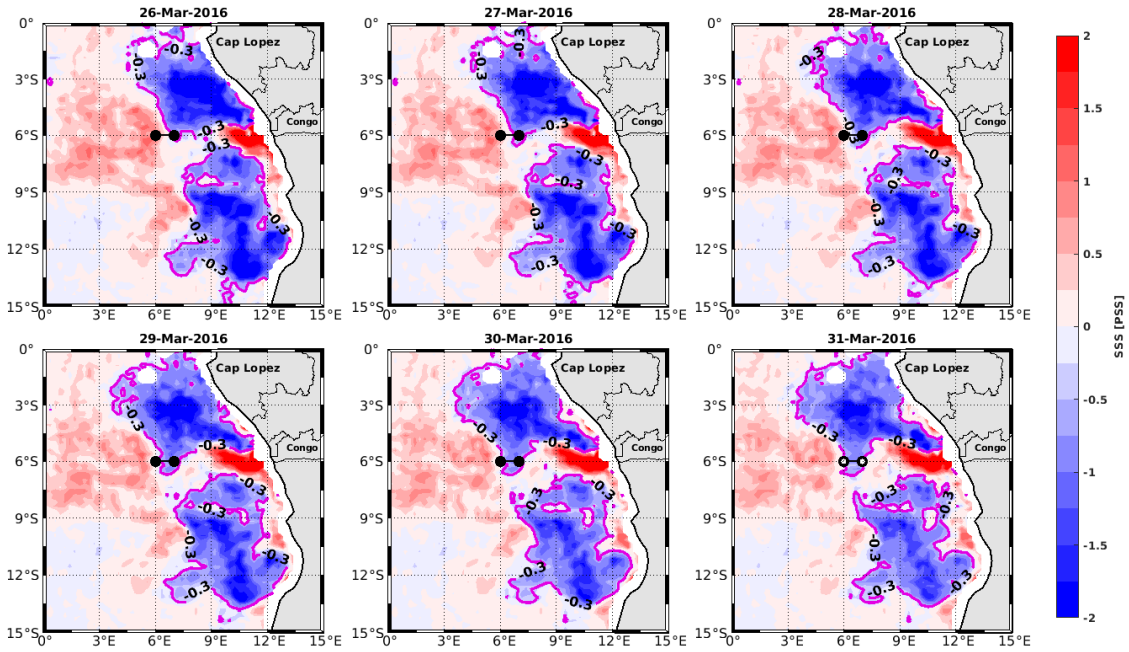


FIGURE 4.11 – Anomalie saisonnière de SSS durant la période de 26-31 mars 2016. La saison du printemps (mars-avril-mai) 2016 est la référence de saison de calcul d'anomalie effectué. Les contours de couleur magenta représentent l'isohaline de l'anomalie saisonnière de -0,3 pss.

4.3.2.2 Variations spatio-temporelles de la SST

Les champs de SST associés à la dynamique spatio-temporelle à grande échelle du panache du fleuve Congo est montrée sur la figure 4.12. Durant la période de 26-31 mars 2916, la distribution spatio-temporelle du panache d'eau douce du fleuve Congo est associée à de lentille de masse d'eau chaude : $SST > 29,5$°C. On observe une distribution spatio-temporelle de masse d'eau, partant d'un bloc de lentille d'eau chaude à deux branches distinctes de part et d'autre de la latitude 3°S : (i) une petite branche au Nord de 3°S, le long de la côte gabonaise et (ii) une branche plus large au Sud de 3°S, entre 6°E-13°E. La lentille d'eau chaude au Sud de 3°S montre une variation quasi-stationnaire piégée au large de la côte angolaise. Cette dynamique spatio-temporelle quasi-stationnaire est similaire à la distribution à grande échelle de la branche au Sud de la lentille d'eau douce précédemment observée (voir figures 4.10 et 4.11). Dans la zone d'observation des structures de densité en marche d'escalier, on note une diminution progressive de la SST durant la période de 26-31 mars 2016 (voir figure 4.12). Cette diminution de la SST est équivalente à une anomalie saisonnière d'environ -0,25°C durant la période d'observation (voir annexe B).

Le détachement advectif de lentille d'eau douce induite par le déplacement du front de SSS dans la zone d'observation de stratification en marches d'escalier d'une part (voir figure 4.10), et la diminution progressive de la SST d'autre part (voir figure 4.12), suggèrent une intrusion latérale de masses d'eau de différentes caractéristiques.

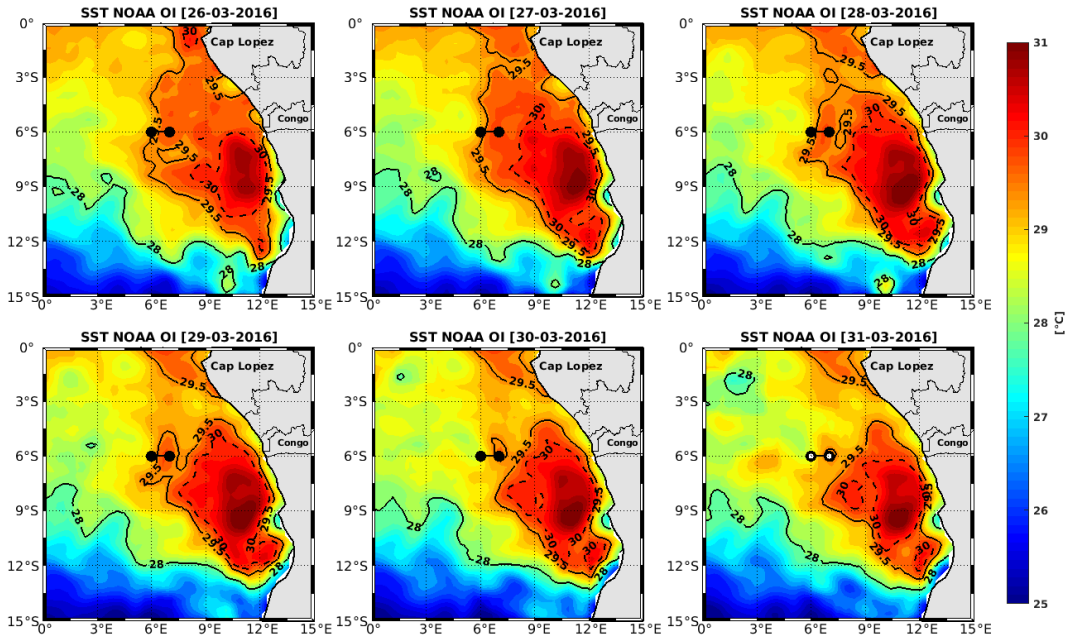


FIGURE 4.12 – Variabilité spatio-temporelle de la SST associée à la dynamique à grande échelle du panache du fleuve Congo durant la période de 26-31 mars 2016.

4.3.3 Dynamique de la circulation superficielle au large du Congo

Dans la section suivante, nous allons analyser les variations des courants de surface afin de comprendre davantage la dynamique d'interaction des masses d'eau associées aux fronts thermohalins (SSS et SST) et sa contribution dans la formation de la stratification en marches d'escalier observée. Les composantes géostrophiques et d'Ekman du courant total de surface (voir annexe C) seront présentées et analysées sur le plan horizontal et vertical.

4.3.3.1 Courants géostrophiques et d'Ekman de surface

Le courant d'Ekman de surface associé à la variation spatio-temporelle du panache d'eau du fleuve Congo est orienté Nord-Ouest durant la période de 26-31 mars 2016 (voir figure 4.13a).

Ces courants induits par le vent de surface sont plus intenses plus proche de la côte et au nord de 7°S, et sont bien corrélés au nord-ouest avec l'anomalie de SSS observée dans la branche nord du panache du fleuve Congo. Durant la période de 26-31 mars 2016, on observe que les courants d'Ekman de surface sont orientés principalement vers le Nord-Ouest autour des points d'observation des profils de stratification en marches d'escalier (marquée par les points verts de la figure 4.13a). Toutefois, on note une déflexion des courants d'Ekman de surface vers le Sud, le 28 mars 2016 dans la zone de ces profils, qui est dans le même sens que la propagation vers le Sud de l'anomalie négative de la SSS observée. Cependant, au Sud de 7°S, les courants d'Ekman de surface sont relativement faibles, associé à la variation spatio-temporelle quasi stationnaire de la branche Sud de la lentille d'eau douce du panache du fleuve Congo.

La variabilité spatio-temporelle des courants géostrophiques avec l'anomalie de niveau de mer durant la période de 26-31 mars 2016 dans la région du Sud-Est du Golfe de Guinée est montrée sur la figure 4.13b. Comparativement aux courants d'Ekman de surface, on note que la dynamique des structures tourbillonnaires observées dans cette région est dictée par la variabilité des courants géostrophiques. La zone au Sud de 7°S au large de l'Angola est caractérisée par deux structures tourbillonnaires quasi stationnaires durant la période de 26-31 mars 2016, et est en bonne corrélation avec la dynamique de la branche Sud du panache du fleuve Congo précédemment observée (voir figures 4.10 et 4.13b). Cependant, la branche Nord du panache d'eau douce du fleuve Congo est associée à des anomalies positives de SSH, qui s'intensifie au 31 mars 2016, avec une déflexion vers le Sud-Est, au Sud de 3°S (voir figure 4.13b). Par contre, la zone Sud-Ouest de (6°E, 6°S) est associée à des anomalies saisonnières négatives de SSH (voir figure 4.13b).

Dans la zone d'observation des profils de densité en marches d'escalier (points magenta, voir figure 4.13b), les courants géostrophiques sont orientés Sud-Est, dans un couloir de fronts géostrophiques (le long du gradient de SSH). Le sens du courant géostrophique est

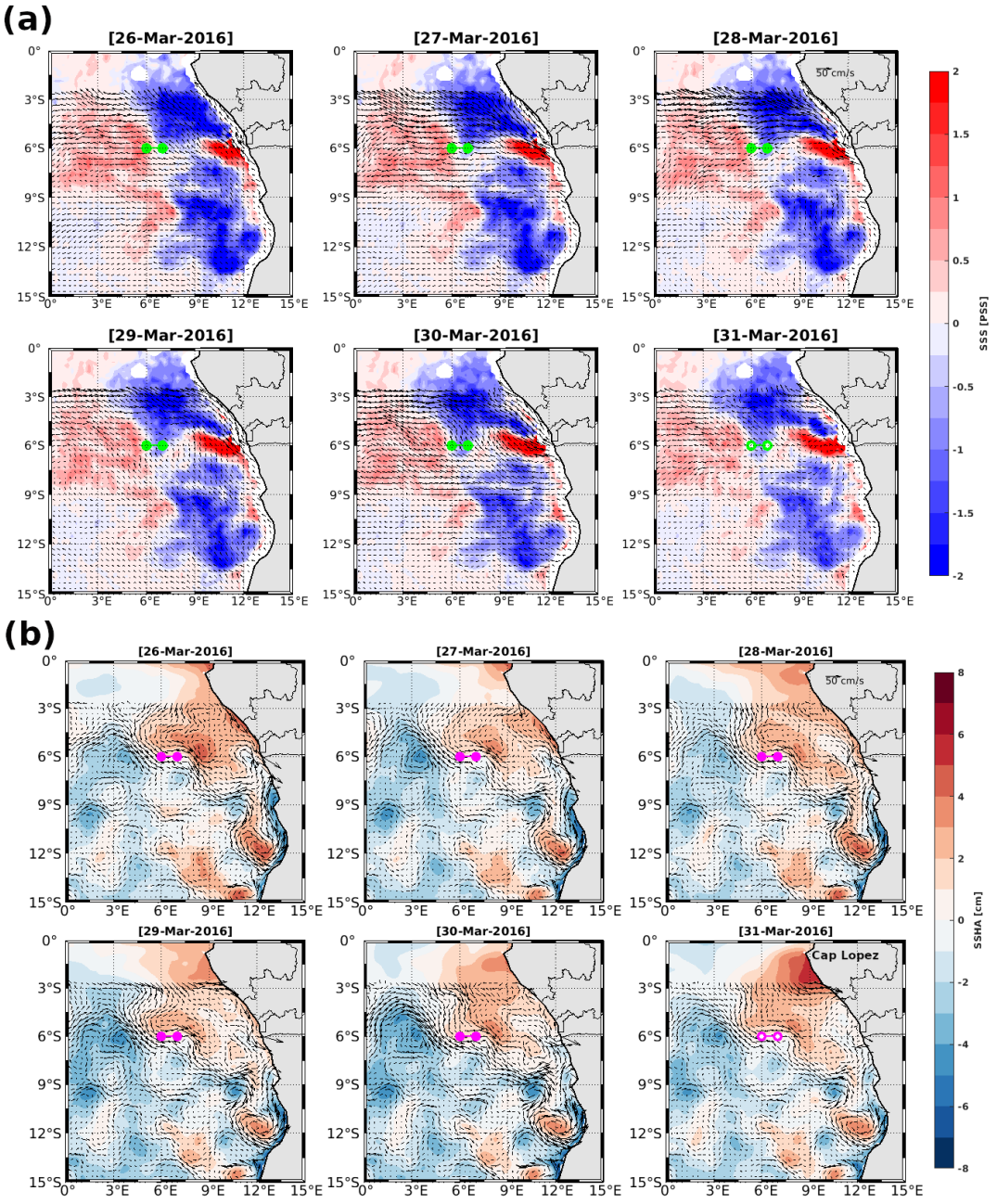


FIGURE 4.13 – La décomposition de la circulation superficielle dans la région du Sud-Est du Golfe de Guinée : (a) courants Ekman induit par le vent de surface avec l'anomalie saisonnière de SSS en fond de couleur. Le courant d'Ekman est dérivé du courant absolu et le courant géostrophique de surface ; (b) courants géographiques dû aux gradients horizontaux de pression associés, avec l'anomalie saisonnière du niveau de la mer (SSHA) par rapport au géoïde en fond de couleur. Les courants géostrophiques sont estimés à partir de la SSHA. La saison du printemps (mars-avril-mai) 2016 est la référence de saison de calcul de SSHA ploté. Les courants d'Ekman de surface sont déduits du courant total de surface avec le courant géostrophique estimé. Les données de courant total et de SSHA sont issues des données de réanalyse GLORYS Mercator (cf. chap. 2). Les points verts et magenta représentent les positions des profils de stratification en marches d'escalier.

inversé par rapport au sens du courant d'Ekman de surface (voir figures 4.13a et 4.13b). La présence de fronts géostrophiques, associés à cette zone des profils de densité en marche

d'escalier, est favorable au processus d'interaction par intrusion latérale de masses d'eau de différentes caractéristiques.

4.3.3.2 Profils verticaux des courants géostrophique et d'Ekman

Dans cette sous-section, nous allons analyser les profils verticaux des vitesses dans la colonne d'eau associée aux profils $T/S/\sigma_\theta$ de structure en marches d'escalier observée dans la zone de fronts thermohalins (SSS et SST) de surface.

Les profils verticaux de la vitesse absolue moyenne au sein de la colonne d'eau associée aux structures de stratification en marches d'escalier (entre les points verts aux positions 6°E-6°S et 7°E-6°S sur la figure 4.14b), sont montrés sur la figure 4.14a. On observe que les vitesses zonale et méridienne au sein de la colonne d'eau sont toutes positives, (0-80m de profondeur), donc caractérisent une circulation orientée Nord-Est dans la couche superficielle. La circulation dans la couche de 0-15m de profondeur est quasi-méridienne et consistante avec le champ de courants de surface (voir figures 4.14a et 4.14b). Entre 15-45m de profondeur, on observe une intensification des vitesses zonales et méridiennes avec un maximal de plus de $\sim 10\ cm/s$. Cette intensification de courant de subsurface (15-45m) avec un maximum vers le Nord-Est comparativement à la circulation vers le Nord dans la couche de surface (0-15m), révèle un fort cisaillement du courant entre 15-45 m de profondeur, ainsi qu'une déflexion vers l'Est au-dessous de 15-m de profondeur.

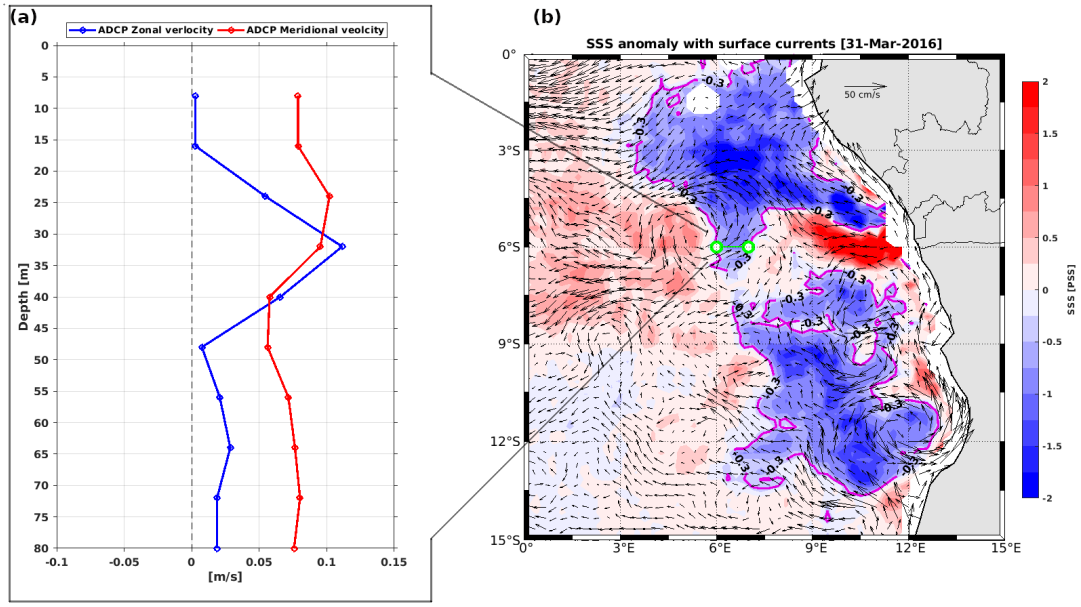


FIGURE 4.14 – (a) Profils verticaux de la vitesse absolue moyenne mesurée par L-ADCP (au 31 mars 2016) entre les deux points d'observation de la stratification de structures en marches d'escalier : les composantes zonale et méridienne sont représentées en couleur bleue et rouge respectivement. (b) anomalies saisonnières de la SSS en fond de couleur, superposées du courant total de surface (les données courants de surface proviennent de la réanalyse GLORYS Mercator, cf. chap.2). Les points en couleur verte représentent les positions des profils de stratification thermohaline en marches d'escalier à la date du 31 mars 2016 au cours de la campagne PIRATA FR26.

Pour comprendre davantage cette dynamique d'interaction entre la couche de surface et la couche de subsurface, la vitesse absolue méridienne est décomposée en ses composantes géostrophiques et Ekman (voir figure 4.15).

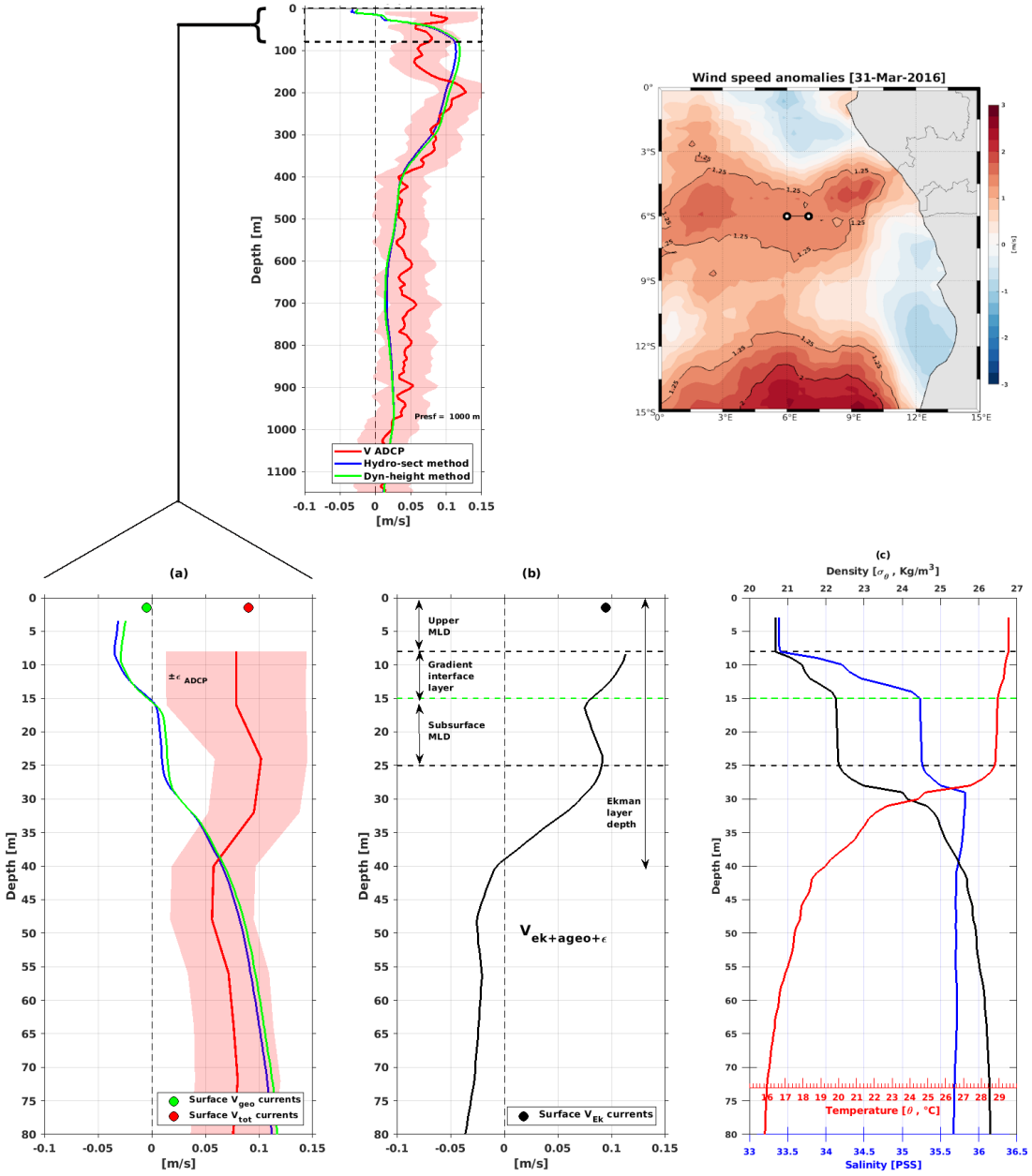


FIGURE 4.15 – Profils verticaux des courants méridiens moyens aux points d'observation des structures de stratification en marche d'escalier au 31 mars 2016 (localisés aux points : 6°E-6°S et 7°E-6°S). En haut à gauche - en rouge : profil vertical de la vitesse absolue méridienne moyenne mesurée par L-ADCP avec l'incertitude associée en fond de couleur – en bleu (vert) : profils verticaux de la vitesse géostrophique méridienne moyenne estimée à partir des données hydrographiques de CTD-rosette (avec la méthode de hauteur dynamique). La profondeur de référence d'estimation de la vitesse géostrophique est 1000m. (a) Zoom des 80 premiers mètres de profondeur des profils en haut à gauche. (b) Profil vertical de la vitesse d'Ekman dérivée. Les vitesses méridiennes moyennes de surface sont représentées par les points : vitesse absolue ne rouge, vitesse géostrophique en vert et vitesse d'Ekman de surface en noir. (c) Profils verticaux de Température potentielle, de salinité et de densité potentielle localisés (6°S en 6°E) dans le front thermohalin de surface observé sur la figure 4.5. En haut à droite : anomalie saisonnière de la vitesse de vent de surface. Les points noirs tachetés de blanc représentent la localisation des profils de stratification en marches d'escalier.

On observe que l'amplitude de la vitesse méridienne d'Ekman ($V_{Ek_{max}} > 10$ cm/s, figure 4.15a) prédomine la vitesse géostrophique ($\mid V_{geo_{max}} \mid < 5$ cm/s, figure 4.15b) dans la couche de 0-30m de profondeur. De 0-15m de profondeur, la vitesse méridienne géostrophique est négative, indiquant une circulation méridienne vers le Sud, tandis que la vitesse méridienne d'Ekman est positive, indiquant une circulation méridienne vers le Nord. On note donc une dynamique croisée par cisaillement entre les courants géostrophiques et Ekman dans cette couche de surface de 0-15m de profondeur. Cette dynamique croisée est consistante avec la couche d'interface de gradient de densité (8-15m de profondeur, voir figure 4.15c) observée dans la structure de stratification en marches d'escalier. La base de cette couche d'interface de gradient de densité (à 15-m, voir figure 4.15c) est associée à une inflexion du profil vertical de la vitesse d'Ekman. Ce qui suggère une modulation par le vent de surface de la dynamique d'interaction par cisaillement entre ces couches. En effet, la variabilité de la vitesse de vent de surface est associée à une anomalie saisonnière positive de plus de $1,25\ m/s$ (voir figure 4.15 en haut à droite), précédée d'un épisode d'anomalie de vitesse de vent quasi-nulle (voir Annexe D, pour plus de détail sur l'historique des anomalies saisonnières de vitesse de vent durant la période de 26-31 mars 2016). En outre, une telle anomalie positive de la vitesse de vent est favorable à un intense brassage par mélange turbulent en surface. Ce qui est consistant avec la fine couche mélangée de surface observée entre 0-8m de profondeur (voir figure 4.15c). Cette anomalie positive de vitesse de vent est aussi associée à des vitesses positives de pompage d'Ekman de $\sim 0,5\text{x}10^{-3} cm/s$ (voir annexe E). Mais ces vitesses de pompage d'Ekman de transfert de masse d'eau de subsurface à la surface, reste extrêmement faible et négligeable par rapport aux vitesses horizontales.

En dessous de 15-m, les vitesses sont toutes positives jusqu'à $\sim$ 40-m de profondeur où l'on observe un changement de signe de la vitesse méridienne d'Ekman, marquant la profondeur de la couche d'Ekman de surface : $D_E = \sim$ 40-m. Dans cette couche de 15-40m de profondeur, les vitesses sont intensifiées et sont fortement cisaillées, notamment la vitesse zonale. Ce qui renforcerait le mélange vertical observé en subsurface (entre 15 et 25-m de profondeur) au-dessus de la thermocline (>25-m de profondeur).

4.3.4 Discussion : mécanisme de formation

Dans les sections précédentes, nous avons observé que sur la colonne d'eau, les profils $T/S/\sigma_\theta$ en marches d'escalier sont associés à une intrusion latérale d'anomalie négative de SSS vers le Sud, induit par le déplacement du front de SSS (voir figure 4.10 et 4.11, et aussi annexe C). Ce déplacement du front de SSS (et de SST) résulte de la distribution spatio-temporelle du panache d'eau douce du fleuve Congo vers l'Ouest et de son interaction avec la masse d'eau offshore plus dense et plus salée (SSS>34,5 pss). La variabilité spatio-temporelle du front de SSS observée est corrélée à des anomalies négatives

de SST, suggérant un processus de dissipation latérale thermique entre les masses d'eau de la colonne d'eau. Quant aux variations de la circulation au sein des couches de surface, elles montrent deux structures tourbillonnaires cyclonique et anticyclonique, associée à la stratification thermohaline en marches d'escalier (voir figure 4.10). Entre 0-15m de profondeur, le courant absolu est à forte dominance méridienne, tandis que la couche entre 15-45m est caractérisée par une déflexion de courant vers le Nord-Est (voir figure 4.14a). La décomposition des courants superficiels en leurs composantes méridiennes d'Ekman de surface et géostrophique de subsurface, a mis en évidence un fort cisaillement entre le flux de masse d'eau de faible salinité de la couche de surface (vers le Nord-Ouest) et la masse d'eau plus salée de subsurface (vers le Sud-Est). En surface, ce cisaillement est associé à une anomalie positive de la vitesse de vent, potentiellement favorable à d'intense processus de mélange turbulent dans la couche de surface.

Ainsi, la stratification thermohaline en marches d'escalier observée dans la colonne d'eau, résulterait d'un processus que l'on pourrait diviser en trois étapes, telle qu'une colonne d'eau initialement homogène en densité, où la couche mélangée est plus étendue en profondeur et composée de masse d'eau plus dense et plus salée caractéristique des eaux tropicales hors du panache (voir figure 4.16A). La colonne d'eau à ce stade est caractérisée

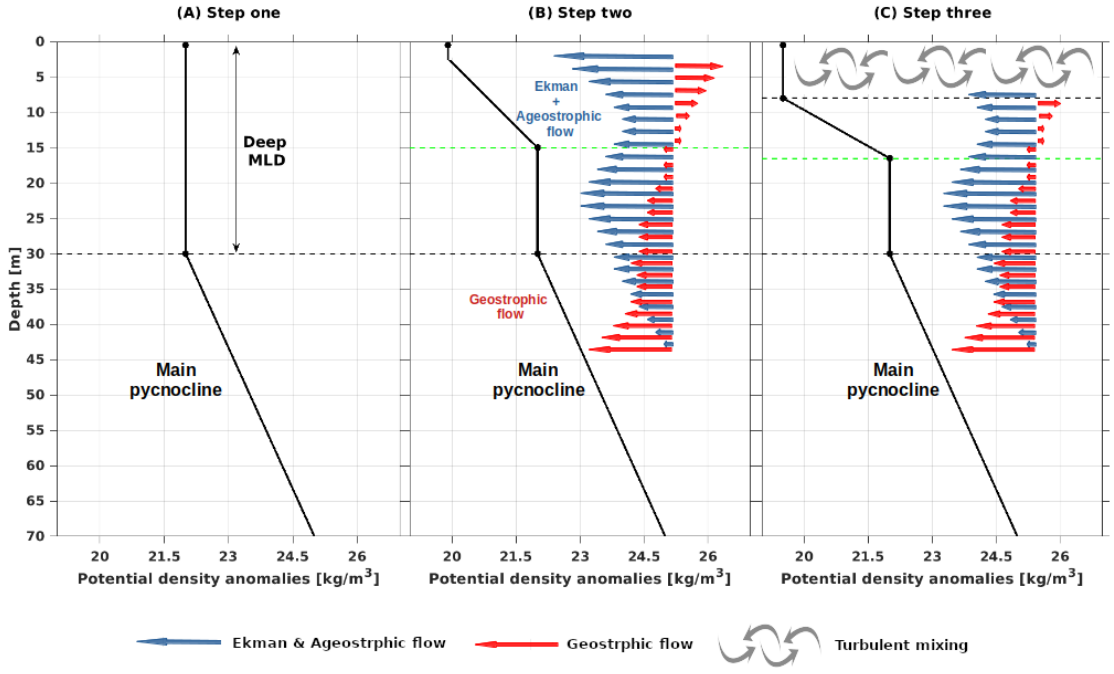


FIGURE 4.16 – Schéma synthétique du mécanisme de formation de la stratification thermohaline de structure en marches d'escalier. (A) état initial supposé de la colonne d'eau avec une couche mélangée de surface plus profonde, caractérisée par un flux de géographique ; (B) interaction entre les couches de flux d'Ekman de surface et géostrophique de subsurface due à la dynamique du front thermohalin de surface observée ; (C) Structuration de la stratification thermohaline en marche d'escalier, associée au processus de mélange turbulent induit par l'anomalie positive de vent de surface observée.

par une dominance de courant géostrophique vers le Sud-Est, et non influencée par le

panache d'eau douce du fleuve Congo (voir figure 4.10). La distribution spatio-temporelle offshore du panache d'eau douce (d'épaisseur d'environ ~ 15-m) induite par le courant d'Ekman de surface, orienté vers le Nord-Ouest, engendre une dynamique d'interaction de fronts de SSS (et de SST) avec la masse d'eau offshore caractérisée par une circulation géostrophique Sud-Est. Une dynamique croisée par cisaillement se produit donc entre le flux d'Ekman de surface, associé au panache du fleuve Congo et le flux géostrophique de subsurface de masse d'eau plus salée, induisant un fort gradient de densité proche de la surface (~ 0-15m) de profondeur (voir figure 4.16B). Suite à laquelle une anomalie positive de la vitesse de vent de surface, favorable à d'intense processus de mélange turbulent, induirait la fine couche mélangée de surface observée, à la base de laquelle se trouve une interface de forts gradients thermohalins (voir figure 4.16C). Il faut noter que la couche d'interface de gradient est aussi associée à de potentiels processus d'instabilité gravitationnelle (ou instabilité de Rayleigh-Taylor) et de diffusion convective (voir figure 4.9c).

4.4 Discussion et conclusions

Dans ce chapitre, nous avons analysé la stratification thermohaline de la colonne d'eau associée à différents aspects de la dynamique spatio-temporelle offshore (distribution vers le large) du panache d'eau douce du fleuve Congo. Le panache d'eau douce du fleuve Congo influence considérablement la structure thermohaline des couches de surface, induisant la formation d'une forte halocline dans la couche supérieure (0-15m de profondeur) et plus proche de la côte (~ 236 km), limitant la profondeur de la couche mélangée de surface. La colonne d'eau associée aux zones interstitielles aux lentilles d'eau douce du panache, est caractérisée pas des structures de barrière de sel d'épaisseur ~ 8-m (BLT), où de forts gradients de salinité (~ $0,1$ pss/m) sont observés dans la couche isotherme (~ 0-26m). Comparativement à la région du Nord du Golfe de Guinée, c'est pour la première fois qu'une telle stratification de barrière de sel induite par la variabilité spatio-temporelle du panache du fleuve Congo est mise en évidence (de Boyer Montégut et al. (2004); Dossa et al. (2019); Mignot et al. (2009)).

Il est aussi observé que la distribution spatio-temporelle offshore du panache du fleuve Congo engendre de fronts de SSS (et de SST), induits par la dynamique d'interaction entre le panache et la masse d'eau de l'océan ouvert. Au sein de la colonne d'eau associée à ce front thermohalin, des profils $T/S/\sigma_\theta$ présentant des structures de double couches homogènes en densité, avec de gradients aux interfaces de l'ordre de $\sim 0,3$ pss/m, $\sim -0,1°C/m$ et $\sim 0,2$ kg/m^4 de salinité, de température et de densité respectivement, sont observées pour la première fois dans cette région du Golfe de Guinée. Ces structures en marches d'escalier sont stablement stratifiées avec un ratio de densité R_ρ<2 (et d'angle de Turner |Tu|<45°). La stratification en densité au sein de ces structures est due aux forts gradients

de salinité (entre ~ 0-20m de profondeur) associés à la distribution spatio-temporelle du panache d'eau douce du fleuve Congo. Cependant, au-dessous de la thermocline, la contribution du gradient vertical de température est prédominante à la stratification en densité. Il faut aussi noter que ces structures de profils $T/S/\sigma_\theta$ en marches d'escalier semblent être omniprésentes à la zone de fronts de SSS (et de SST) induite par la dynamique à grande échelle du panache du fleuve Congo, car elles sont observées sur différentes années pendant les campagnes PIRATA FR26 et FR29 (vois figures 4.5 et 4.6). Cependant les variabilités spatio-temporelles intra-saisonnière à saisonnière de ces structures verticales thermohalines restent à quantifier.

L'analyse des courants de surface a révélé que la dynamique du front thermohalin de surface (SSS et SST) est associée à une interaction de structures tourbillonnaires cyclonique et anticyclonique, favorable à des intrusions latérales de masse d'eau. En effet un détachement advectif d'anomalie négative de SSS vers le Sud-Ouest est observé, suggérant la présence de processus d'interaction latérale entre masses d'eau de différentes propriétés. La décomposition de la circulation superficielle en ces composantes géostrophique et d'Ekman de surface, a montré que la stratification en marche d'escalier observée, résulterait de la dynamique croisée par cisaillement du flux d'Ekman de surface associée à la distribution spatio-temporelle offshore (Nord-Ouest) du panache d'eau douce du fleuve Congo d'une part, et du flux géostrophique Sud-Est associée aux masses d'eau de subsurface de l'océan ouvert à l'Ouest, plus dense et plus salée. Ce processus d'interaction de masses d'eau est fortement dominé par le cisaillement du courant d'Ekman de surface dans la colonne d'eau proche de la surface (de 0 à 30-m de profondeur). Le mécanisme d'intrusion advective de masses d'eau observée n'est pas associé aux processus de double diffusion par doigt de sel, car caractérisé par des angles de Turner non favorables ($Tu \notin [45°, 90°]$). Mais semble cependant proche de l'hypothèse de Merryfield (2000) sur la formation des structures thermohalines en marches d'escalier. L'hypothèse de Merryfield (2000) indique que les structures de stratification thermohaline en marches d'escalier résulteraient de processus d'intrusion thermohaline latérale entre des masses d'eau de différentes natures. Merryfield (2000) stipule que les intrusions peuvent s'équilibrer sous forme de structures thermohalines en marche d'escaliers et suggérant que les forts gradients verticaux de densité présents aux interfaces des couches homogènes sont maintenus par le cisaillement des gradients horizontaux à grande échelle.

En outre, la stratification thermohaline en marches d'escalier observée au large du Congo n'est pas consistante avec les hypothèses (i) d'instabilité induite par diffusion de doigt de sel, (ii) d'équilibre de métastabilité induite par de perturbations externes (processus de mélange d'ordre mécanique ou de contrainte d'entrée de flux inhomogène) ou (iii) d'instabilité de gradient négatif de densité (Merryfield (2000); Stern and Turner (1969); Turner (1974)). Les ratios de densité $R_\rho < 2$, associés aux structures thermohalines en marches d'escalier observées, sont consistants avec ceux reportés dans la littérature (ex.

Merryfield (2000)). Aucune structure de stratification thermohaline en marche d'escalier n'a été observée avec de ratio de densité $R_\rho > 2$ (Merryfield (2000); Radko (2013); Turner (1974)). Par contre, les structures thermohalines en marches d'escalier associées à la dynamique spatio-temporelle du panache du fleuve Congo sont observées dans la couche superficielle de 0-30m de profondeur, tandis que celles observées dans le bassin méditerranéen d'une part, et dans la zone d'interaction des masses d'eau méditerranéennes et de l'Atlantique tropical Est au travers du détroit de Gibraltar d'autre part, sont observées à des profondeurs supérieures à 1000-m (Tait and Howe (1968, 1971)), ou encore à plus de 320-m pour celles omniprésentes dans les eaux de l'océan Arctique (J. McDougall (1983); Neal and Neshyba (1973)). Cette différence de profondeur d'occurrence de ces structures thermohalines s'expliquerait par la différence de densité entre les masses d'eau à l'origine de la formation des interfaces de gradient de densité. Par exemple, l'interaction entre les eaux (plus denses) du bassin méditerranéen et les eaux de surface (moins dense) du Nord-Est de l'Atlantique au travers du détroit de Gibraltar, engendrerait un mécanisme de plongée d'eau. Par contre, la distribution spatio-temporelle à grande échelle du panache du fleuve Congo n'influence que la couche superficielle océanique.

La présence de ces structures stables de stratification thermohaline en marches d'escalier et de barrière de sel dans la couche superficielle, révère un intérêt fondamental à la compréhension des impacts de la stratification des couches supérieures sur la SST dans la région du Golfe de Guinée. La quantification de ces impacts tels que le mélange vertical et les échanges verticaux de flux de chaleur, permettrait de réduire considérablement les forts biais de SST des modèles de simulation numérique, et par conséquent contribuerait à améliorer la performance des modèles couplés océan-atmosphère de la région du Golfe de Guinée. Il est donc important d'investiguer la distribution spatio-temporelle des structures de stratification thermohalines en marches d'escalier et de barrière de sel aux échelles saisonnières associées au cycle des décharges des fleuves de la région. Des données hydrologiques d'observation in situ à haute résolution verticale telles que CTD-rosette, courant ADCP, mesure par microstructure, combinées avec les données Argo au travers du panache du Congo sur un temps plus long, sont donc indispensables. La disponibilité d'une telle base de données permettrait d'étudier plus en détail, la variabilité saisonnière de la stratification thermohaline associée à la distribution spatiale tridimensionnelle à grande échelle du panache du fleuve Congo.

Dans le chapitre suivant, nous allons nous intéresser dans une approche lagrangienne, à la dynamique d'interaction tridimensionnelle du panache d'eau douce du fleuve Congo avec les masses d'eau de l'océan ouvert, afin de comprendre davantage la distribution spatio-temporelle du panache et son implication dans la formation de structures de stratification thermohalines observées.

Annexe A : Champ de précipitations

On observe que les précipitations sont localisées au Nord, au large de la côte gabonaise. Ces précipitations sont plus intenses au 31 mars 2016, au Sud de l'équateur entre 0°-3°S. Au Sud de 3°S, les précipitations sont quasi-absente et ne sont pas corrélées avec les signaux d'anomalies négatives de SSS, notamment le détachement advectif vers de la lentille d'eau douce observée. La dynamique spatio-temporelle de fronts de SSS observée est donc intrinsèquement associée à la distribution à grange échelle du panache d'eau douce du fleuve Congo.

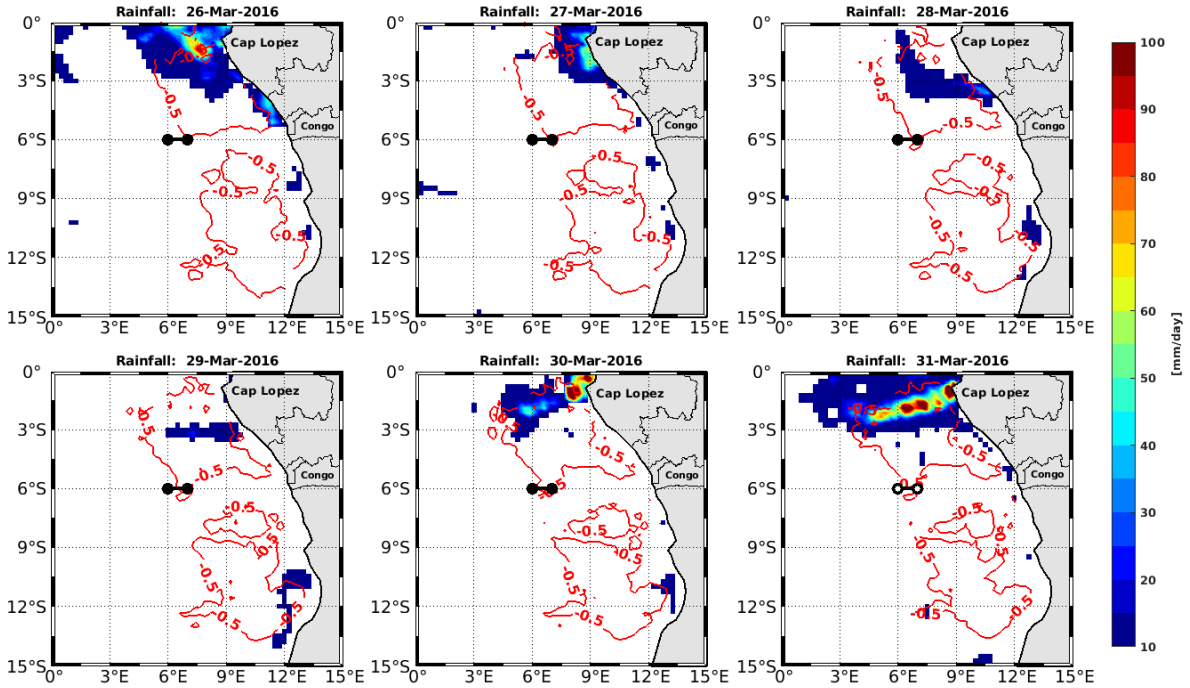


FIGURE 4.17 – Distribution spatio-temporelle des précipitations au large du Congo. Les contours rouges représentent l'isohaline -0,5pss d'anomalie saisonnière de SSS durant la période de 26-31 mars 2016. La saison du printemps 2016 est la référence de saison de calcul d'anomalie effectué.

Annexe B : Anomalie saisonnière de la SST

La variabilité spatio-temporelle des anomalies saisonnières de la SST montre une diminution progressive de la SST dans la zone d'observation de la stratification de structure de marche d'escalier. Cette diminution de la SST est équivalente à une anomalie négative de SST d'environ -0,25°C.

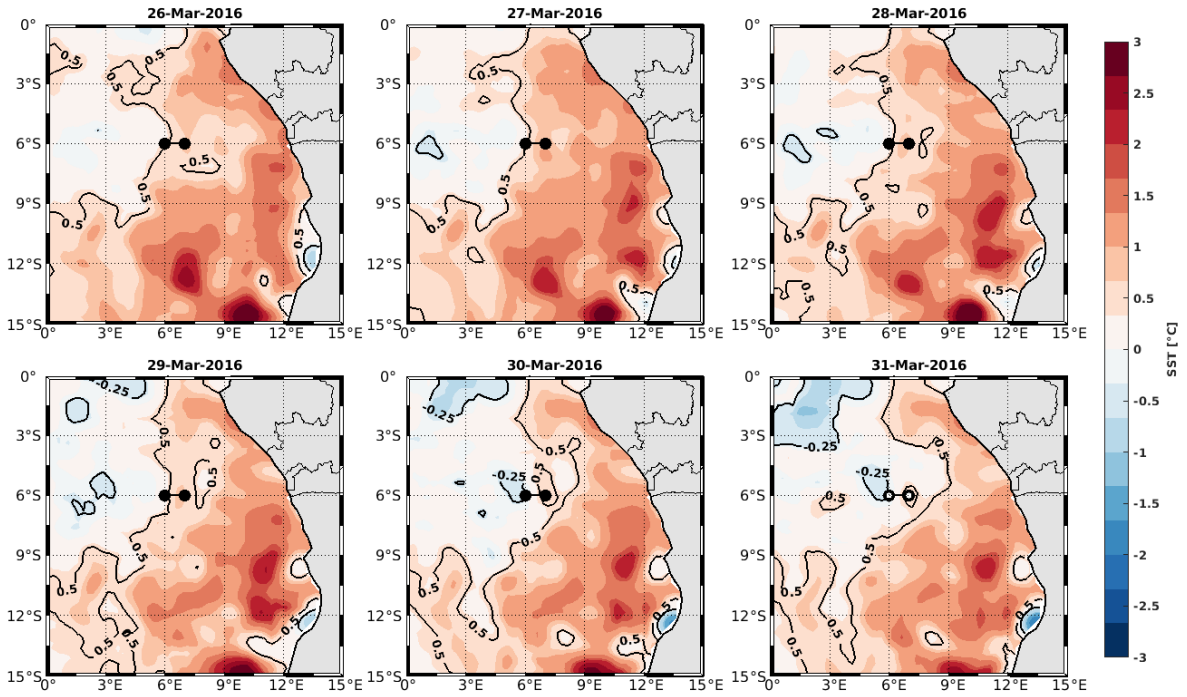


FIGURE 4.18 – Distribution spatio-temporelle des précipitations au large du Congo. Les contours rouges représentent l'isohaline -0,5pss d'anomalie saisonnière de SSS durant la période de 26-31 mars 2016. La saison du printemps 2016 est la référence de saison de calcul d'anomalie effectué.

Annexe C : Courant total de surface

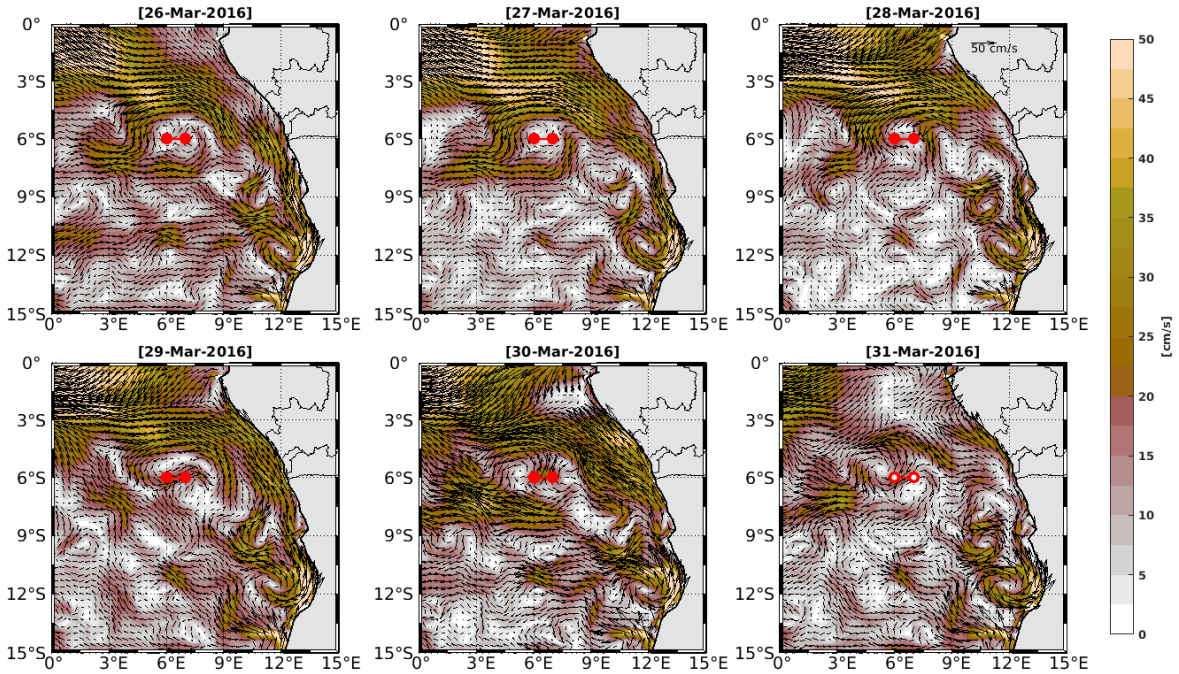


FIGURE 4.19 – variations du courant total de surface dans la région du Sud-Est du Golfe de Guinée. La direction des courants est indiquée par les flèches noires. L'intensité des courants est indiquée en fond de couleur. On note que l'intensité maximale des courants de surface est localisée le long des côtes Gabon-Congo-Angola et vers le nord-ouest, et est associée aux masses d'eau douce du panache du fleuve Congo. Les données de courants sont issues des données de réanalyse GLORYS Mercator (cf. chap. 2).

Annexe D : Anomalies saisonnières de la vitesse de vent à la surface

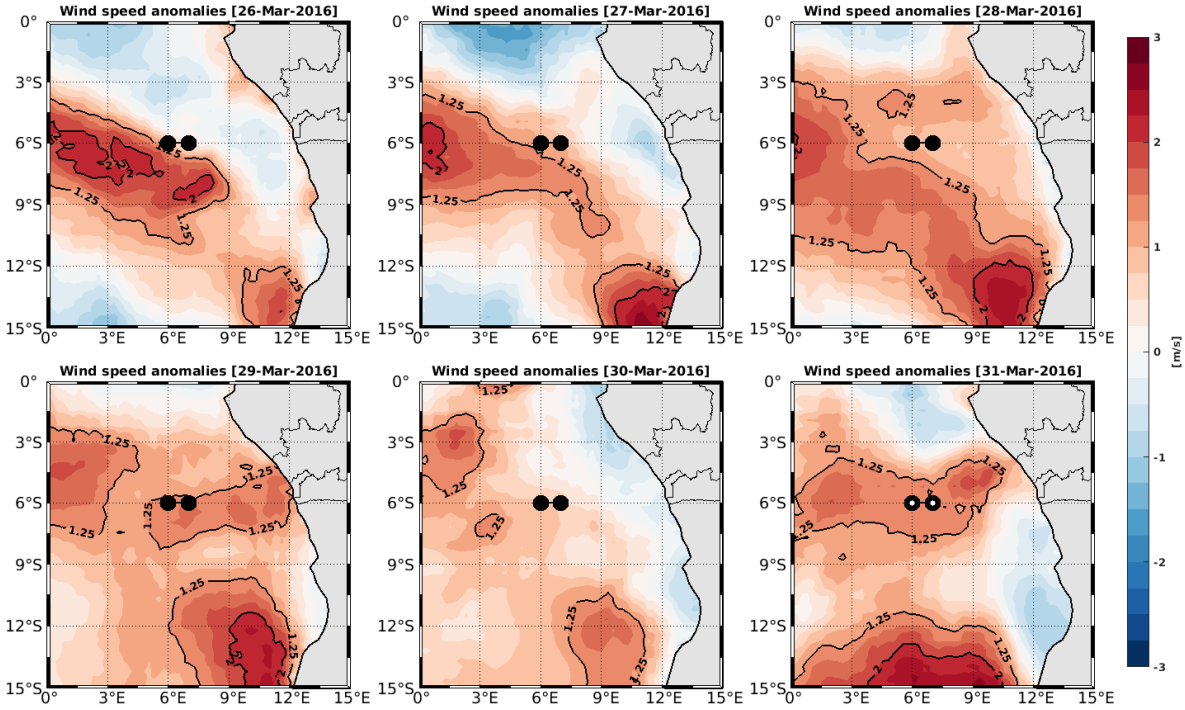


FIGURE 4.20 – Anomalies saisonnières de la vitesse de vent de surface durant la période de 26-31 mars 2016. Les point noirs indiquent les positions des profils de stratification de structures de marche d'escalier observées à la date du 31 mars 2016 durant la campagne PIRATA FR 26. On observe une anomalie positive de la vitesse de vent au 31 mars 2016, précédée d'un épisode d'anomalie quasi-nulle au 31 mars 2016.

Annexe E : Vitesse de pompage d'Ekman

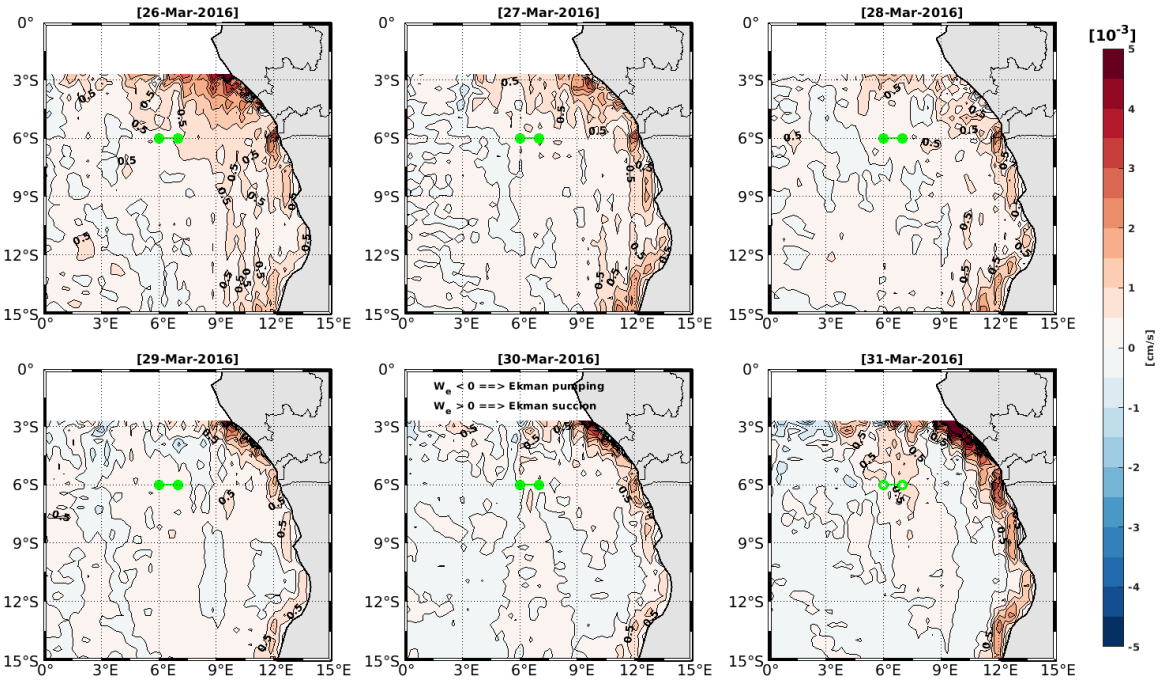


FIGURE 4.21 – Vitesse de pompage d'Eman associée aux variations spatio-temporelles de SSS et de SST. Les points verts représentent les positions des profils d'observation de structure thermohaline en marches d'escalier.

Chapitre 5

Étude lagrangienne de la dynamique des masses d'eau au large du Congo

5.1 Préambule

La dynamique des panaches d'eau douce se caractérise par une distribution spatio-temporelle (de mésoéchelle, de l'intra-saisonnier à saisonnier) de parcelles d'eau de surface de faible salinité des régions sources (embouchures de fleuves) vers l'océan du large, via des processus d'interaction avec la marée, de mélange vertical, d'advection et de cisaillement par les courants, notamment la dérive d'Ekman de surface. Au cours de leur export vers le large, les masses d'eau dessalées vont se mélanger avec les masses d'eau océaniques environnantes et changer leurs propriétés thermohalines (Horner-Devine et al. (2015); Osadchiev and Zavialov (2013)). Le suivi des traceurs qu'elles contiennent, tels que la salinité, la température, les nutriments ainsi que des matières particulaires comme le plancton et les débris marins, permet de décrire et de quantifier la transformation des masses d'eau au cours de leur déplacement (Ragoasha et al. (2019); van Sebille et al. (2018)). Afin de mieux comprendre les mécanismes contrôlant la stratification thermohaline des masses d'eau au large du Congo, il est essentiel de déterminer les origines et les parcours 3D caractéristiques des masses d'eau qui sont impliquées. Ce diagnostic permettrait de mettre en évidence la structuration tridimensionnelle thermohaline des masses d'eau à l'œuvre au large du Congo.

Il existe deux méthodes pour estimer les parcours tridimensionnels des masses d'eau dans l'océan. La méthode eulérienne décrit le champ de vitesses qui associe à chaque point de l'écoulement de masse d'eau un vecteur vitesse. Cette méthode consiste à se placer en un point fixe du milieu d'étude et à observer les modifications des propriétés de la masse d'eau qui défile en ce point. Des traceurs chimiques transitoires (CFCs : chlorofluorocarbures) sont généralement utilisés avec cette méthode (Fine (2011)). L'approche eulérienne permet l'estimation du transport de masse d'eau au travers d'une région donnée. Cependant, cette méthode n'intègre pas une vision tridimensionnelle de l'historique des trajectoires des parcelles d'une région à une autre. Elle ne représente qu'une fraction des trajectoires

et du temps de parcours des masses d'eau de provenances diverses à la surface (DeVries and Primeau (2011); Haine and Hall (2002); Primeau (2005); Shah et al. (2017)).

La deuxième méthode est l'approche lagrangienne, qui permet d'évaluer avec précision les transports et la transformation des masses d'eau suivant leur trajectoire, de leur origine à leur destination finale. Cette approche permet de suivre l'ensemble des particules composant chacune des parcelles d'eau, au fur et à mesure qu'elles se déplacent (van Sebille et al. (2018); Shah et al. (2017)). Cette méthode s'apparente à l'observation d'une balise accrochée à un lion de mer, permettant de suivre son trajet partout où il se déplace dans l'océan, ainsi que les conditions thermohalines (salinité, température et densité) associées (`https://www.cebc.cnrs.fr/recherche/les-observatoires/sno-memo/`).

Ainsi l'étude lagrangienne de la variabilité spatio-temporelle du panache du fleuve Congo, permet de suivre le déplacement des parcelles d'eau du panache, avec les changements caractéristiques telles que :

— • la trajectoire (ensemble des positions 3D successives : longitude, x, latitude, y et profondeur, z) et l'âge (écoulement du temps référencé au début d'observation, t) des parcelles de masse d'eau d'une région à une autre ;

— • les variations de température, de salinité et de densité des particules de masse d'eau le long de leur trajet : extension vers le large et dissipation du panache d'eau douce ;

— • le bilan des transports de volume de masse d'eau associé au déplacement des particules d'une région à une autre.

L'approche lagrangienne offre l'avantage d'observer toute l'historique des variations subies par les particules des parcelles de masse d'eau, tout au long de leur déplacement (Bower and Hunt (2000); Limeburner et al. (1995); van Sebille et al. (2018)). Cette approche permet aussi de décrire et de quantifier la dynamique d'interaction par mélange ou par transformation des masses d'eau.

Dans ce chapitre, en utilisant une approche lagrangienne ARIANE avec les données des sorties de réanalyse GLORYS Mercator, nous avons étudié la dynamique spatio-temporelle 3D (de mésoéchelle aux échelles temporelles de l'ordre de la semaine) des masses d'eau au large du Congo. Nous nous sommes intéressés principalement à la zone d'observation des profils CTD en marches d'escalier, comme zone de référence (observés à la date du 31 mars 2016, au large du Congo : 6°E-7°E et 6°S, dans le chapitre précédent ; cf. chap. 4, figures 4.3 et 4.4). Cependant, le modèle ne reproduisant pas les profile T/S en marche d'escalier (résolution verticale trop faible), nous nous sommes intéressés uniquement à la structuration thermohaline horizontale et verticale à méso-échelle. Les questions scientifiques autour de cette étude sont : quelles sont les origines des masses d'eau impliquées dans la stratification thermohaline au large du Congo ? Quelles sont les trajectoires des particules d'eau qui y sont associées ? Comment varient la température, la salinité et la densité des particules d'eau au cours de leur trajet ?

5.2 Méthodes et configuration des expériences

Dans cette étude lagrangienne, le modèle lagrangien ARIANE (cf. chap. 2, section 2.7) est utilisé pour le calcul des trajectoires des particules des parcelles de masse d'eau, ainsi que les propriétés thermohalines associées. Cet outil lagrangien ARIANE utilise en entrée les champs de courants tridimensionnels (u, v, w), de salinité et de température potentielle des données de réanalyse GLORYS Mercator (cf. chap. 2, section 2.6).

Le mode d'analyse ''Backward" est utilisé pour le calcul lagrangien. Chaque parcelle de masse d'eau est considérée composée de particules fictives sur lesquelles sont appliqués les champs de courants tridimensionnels. Ces particules sont considérées comme des traceurs passifs, qui n'altèrent pas les propriétés dynamiques de la masse d'eau considérée, mais restent des témoins marqueur de la dynamique de cette dernière. Ainsi, des particules de masse d'eau sont larguées dans la zone d'observation des profils de stratification thermohaline en marches d'escalier, autour des dates 31/03/2016 et 01/04/2016, et sont suivies à rebours durant une période d'environ 7 mois : de 01/09/2015 à 01/04/2016 (soit 214 jours). La période d'octobre à janvier, constitue la saison des fortes décharges du fleuve Congo (Houndegnonto et al. (2021)). Ainsi, la période de 01/09/2015 au 01/04/2016 intègre bien les masses d'eau douce du panache du fleuve Congo, permettant donc de quantifier ses implications dans la formation de la stratification thermohaline observée.

Afin de bien distinguer l'origine des masses d'eau, la région du Sud-Est du Golfe de Guinée est subdivisée en cinq zones (voir figure 5.1) :

— • **Zone n°1** : « Starting Box » est référée la zone d'observation des profils CTD de stratification thermohaline en marches d'escalier (voir figures 5.1a et 5.1b). Elle est représentée par la boîte rouge en traits discontinus de dimension 2°x2° : 5,5°E-7,5°E et 5°S-7°S. Les particules de suivi de masse d'eau sont larguées dans cette boîte dans les 20 premiers niveaux verticaux, soit entre la surface et 66-m de profondeur.

— • **Zone n°2** : « Congo mouth » représente la zone source de masse d'eau du panache du fleuve Congo. Cette zone est composée de deux sections verticales d'interception de particule d'eau, sur toute la colonne d'eau : une section méridienne le long de 10°E, en trait discontinu noir entre 3°S et 9°S et une section zonale le long de 9°S, en trait discontinu noir entre 10°E et 13°E, et sont encastrées à la côte (figure 5.1a).

— • **Zone n°3** : « Cap-Lopez section » représente la section verticale d'interception des masses d'eau de faible salinité, qui recirculent vers le Sud au large du Cap Lopez et qui associées à la distribution offshore du panache du Congo. Ces masses sont sous l'influence de la dynamique du panache du fleuve Congo et du panache d'eau douce en provenance du Nord du Golfe de Guinée, comme observé dans les chapitres précédents (Chap. 3 et 4). Elle est matérialisée par une section verticale zonale sur toute la colonne d'eau, le long de 1°S, entre 3°E et la côte (voir figure

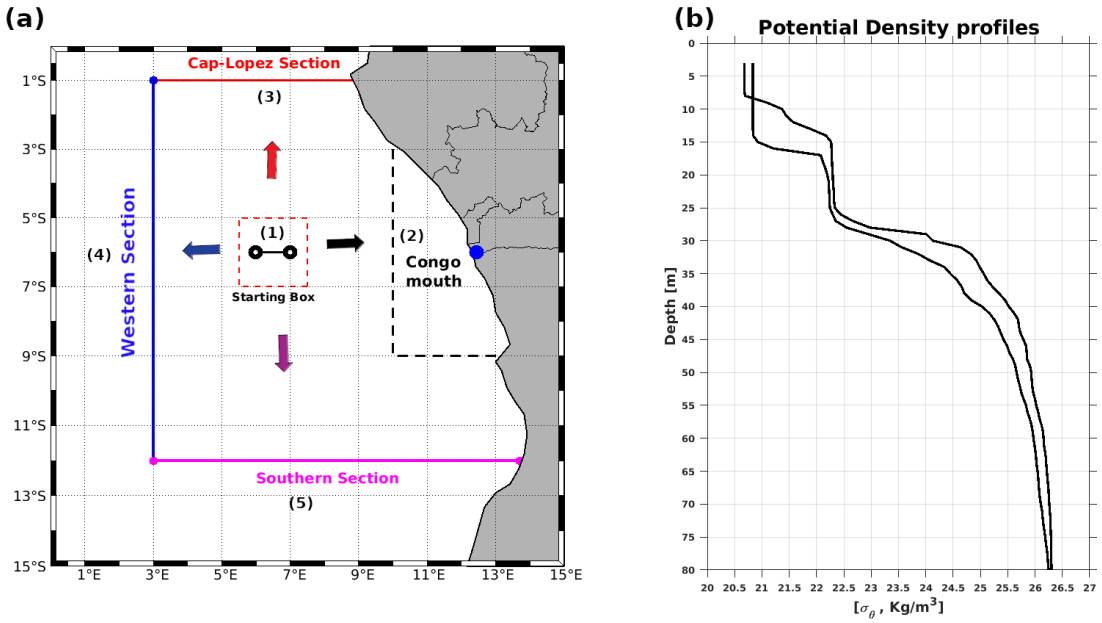


FIGURE 5.1 – (a) Schéma de configuration des sections de l'expérience lagrangienne en mode "Backward" : boîte de largage de particules ("Starting box") carré rouge en traits discontinus ; sections d'interception à l'Est ("Congo mouth"), au Nord ("Cap-Lopez section"), à l'Ouest ("Western Section") et au Sud ("Southern Section"). Les flèches indiquent les chemins possibles des particules. Les points noirs tachetés de blanc à l'intérieur de la "Starting Box" représentent les positions des profils de stratification thermohaline de structure de marche d'escalier. Le point bleu à la côte indique l'embouchure du fleuve Congo. (b) Les profils de densité en marches d'escalier observés à la date du 31 mars 2016, au large du Congo : 6°E-7°E et 6°S, dans le chapitre précédent (cf. chap. 4, figures 4.3 et 4.4).

5.1a).

— • **Zone n°4** : « Western Section » représente la section d'interception des masses d'eau en provenance de l'océan ouvert plus à l'Ouest, qui sont plus denses et dont la salinité est plus élevée comparativement aux masses du panache au large du Congo. Elle est constituée de deux sections verticales sur toute la colonne d'eau : une section méridienne plus à l'Ouest, le long de 3°E, entre 1°S et 12°S (voir figure 5.1a).

— • **Zone n°5** : « Southern Section » représente la section d'interception des masses d'eau en provenance du Sud de 12°S. Elle est matérialisée par une section verticale zonale sur toute la colonne, plus au Sud, le long de 12°S, entre 3°E et la côte (voir figure 5.1a).

Pour étudier l'origine des masses d'eau dans la boîte « Starting box », deux expériences ont été menées successivement. Une première expérience en mode quantitatif a été faite, permettant de quantifier le nombre de particules ayant intercepté les sections prédéfinies ainsi que le transport de volume de masse d'eau correspondant à chaque section interceptée. Cette première expérience permet aussi de quantifier le nombre de particules ayant eu des chemins de retour dans la boîte de départ (des particules de ''Meander''), ainsi que les particules n'ayant atteint aucune section durant la période de l'expérience (« lost

particules »).

Une deuxième expérience en mode qualitatif a été effectuée, permettant de mettre en évidence les trajectoires tridimensionnelles caractéristiques des particules d'eau. Elle a aussi permis de mettre en évidence les variations thermohalines des particules d'eau, depuis leur point d'initialisation jusqu'aux sections d'interception. Enfin, des couples d'expériences quantitatives et qualitatives ont été menées successivement pour distinguer et séparer les trajectoires des particules des parcelles d'eau atteignant chaque section d'interception.

Il faut noter que, bien que l'outil ARIANE présente des performances de calcul lagrangien fiables, les données de salinité et de température de la réanalyse GLORYS Mercator utilisées, sont fournies avec une résolution verticale relativement faible dans la région du Golfe de Guinée. Les données de réanalyse GLORYS reproduisent assez bien les champs de SSS (Dossa et al. (2021)) et de SST. La circulation océanique du Golfe de Guinée est aussi bien résolue dans le produit GLORYS Mercator. Cependant, les profils de structure de stratification thermohalines de double couches homogènes (en marches d'escalier) ne sont pas observés dans la colonne d'eau associée à la « Starting Box ». Cela pourrait être dû au nombre limité de profils de salinité et de température à haute résolution verticale qui y sont intégrés dans cette région. Toutefois, il est possible que ces structures soient présentes dans les données GLORYS Mercator, mais de façon décalée par rapport aux observations in situ CTD. Nous nous sommes donc intéressés uniquement à la structuration thermohaline des masses associées à la « Starting Box », sans pour autant pouvoir expliquer la formation des marches d'escalier.

5.3 Bilan des transports de masse d'eau

L'expérience quantitative effectuée a mis en jeu 1880 particules d'eau, avec un transport de volume total de ~ 3,61 Sv [1]. Parmi ces particules, 1003 ont intercepté des sections différentes de la boîte d'initialisation, sans chemin de détour (sans retour dans « Starting Box »), soit $53,35\%$ du total des particules mises en jeu. On dénombre 877 particules ($\sim 46,65\%$) avec des chemins de détour dans la boîte d'initialisation (avec retour dans « Starting Box » : les particules « meander »). Le transport de volume de masse d'eau équivalent aux particules « meander », est de $19,39\%$ (soit $\sim 0,7$ Sv) du transport total de masse d'eau. Pour les particules avec des trajectoires sans détours dans « Starting Box », on note un transport de $\sim 2,71$ Sv.

Durant la période de suivi des particules d'eau à temps rebours, on observe que les masses d'eau présentes dans la « Starting Box » aux dates 31/03/2016 et 01/04/2016 proviennent essentiellement de (i) l'océan ouvert plus au large à l'Ouest au travers de la « Western Section », (ii) de la zone de décharge du fleuve Congo (« Congo mouth ») et

1. $1Sv = 10^6\ m^3/s$

(iii) des masses d'eau ayant recirculé vers le Sud-Ouest, au travers de la « Cap-Lopez Section » (voir figure 5.2). Aucune particule en provenance du Sud de 12°S, au travers de la « Southern Section » n'a été enregistrée . On note 615 particules, avec un transport de $\sim 1,07$ Sv, en provenance des zones sous influence du panache du fleuve Congo. Pour les masses d'eau en provenance de la « Western Section », 338 particules d'eau sont enregistrées avec un transport de volume de $\sim 1,84$ Sv.

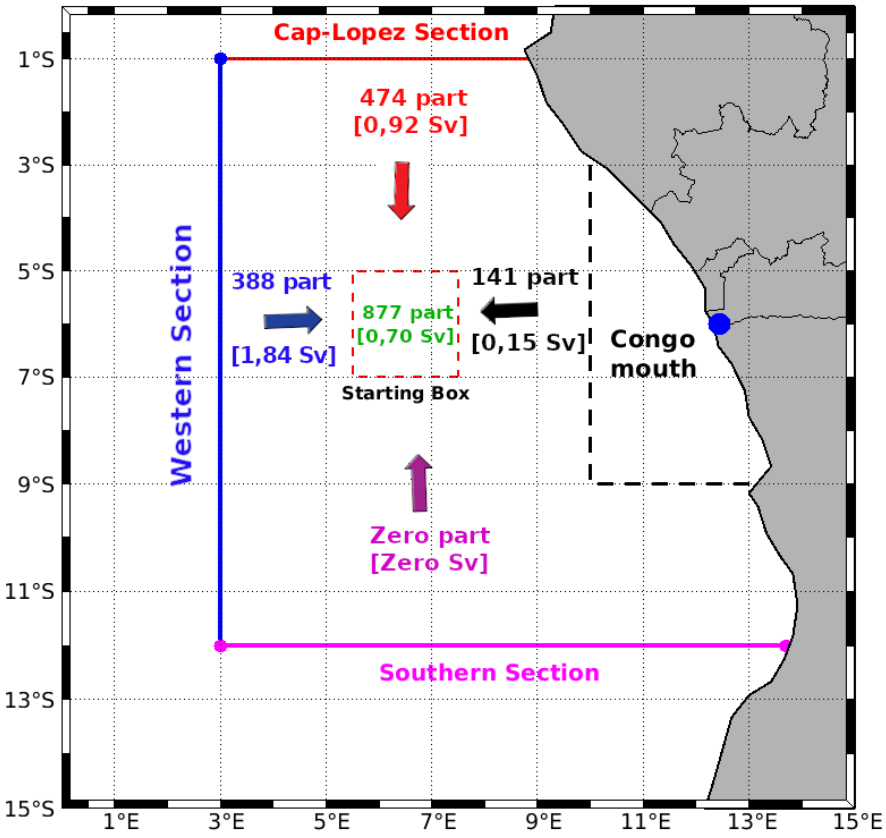


FIGURE 5.2 – Bilan des particules d'eau et transport de volume de masse d'eau associé. Les valeurs indiquées autour des flèches, représentent le nombre de particules (« part ») ayant intercepté chaque section et le transport de volume d'eau équivalent (mis en crochet). Les valeurs indiquées couleur verte sont pour les particules qui ont eu des trajectoires de détours dans la « Starting box » (« Meander Particles ».

Ainsi, les masses d'eau observée dans la zone d'observation des profils CTD en marches d'escalier (dans « Starting Box »), sont donc originaires pour $50,97\%$ de l'océan plus ouvert à l'Ouest (au travers de « Western Section ») et pour $29,64\%$ des sections « Cap-Lopez Section » et « Congo mouth ». Dans la suite de notre étude, nous nous sommes intéressés uniquement aux particules de trajectoires sans retour dans la boîte « Starting Box », qui représentent $\sim 80,61\%$ du transport total de volume de particules d'eau mise en jeu lors des expériences effectuées.

5.4 Profondeur de navigation et âges des particules d'eau

Les histogrammes des profondeurs initiales et finales des particules pour les expériences lagrangiennes effectuées, sont montrés sur la figure 5.3. Pour comprendre l'origine des masses d'eau dans le cadre des expériences en mode « Backward » effectuées, une profondeur finale d'une particule, correspond à son point source tandis qu'une profondeur initiale indique sa destination ultérieure dans sa dynamique d'évolution temporelle normale.

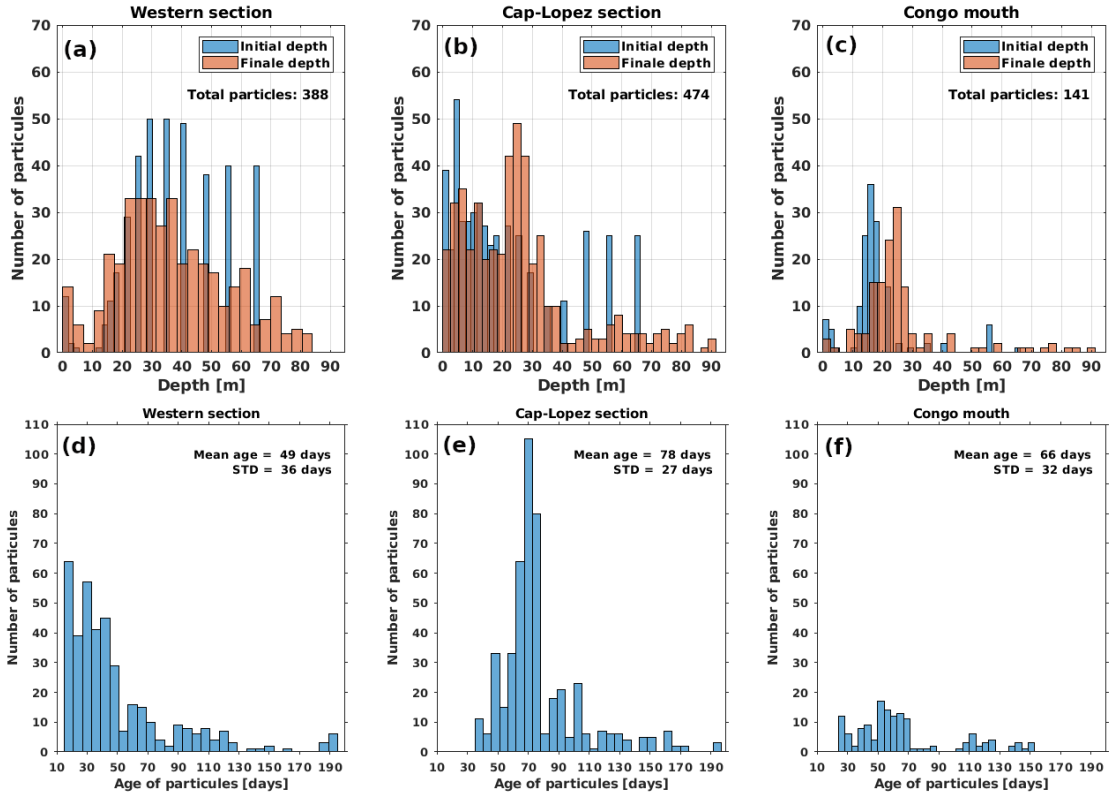


FIGURE 5.3 – Profondeurs initiales et finales des particules de masse d'eau, de la boîte de départ de l'expérience "Forward" aux sections d'interceptions : "Western section" en (a), "Cap-Lopez section" en (b) et "Congo mouth" en (c). Les âges des particules (durée de parcours) sont représentés en (d), (e) et (f) pour les section "Western section", "Cap-Lopez section" et "Congo mouth" respectivement.

Ainsi, les particules en provenance de l'océan ouvert plus à l'Ouest au travers de la « Western Section », sont principalement issues des masses d'eau de subsurface. On note environ 86% de ces particules ayant navigué à des profondeurs initiales et finales, comprises entre 10 et 65-m de profondeur (voir figure 5.3a). Ces particules en provenance de la « Western Section » mettent environ 49 jours en moyenne pour atteindre « Starting Box » (voir figure 5.3d).

Les particules d'eau en provenance des sections « Cap-Lopez Section » et « Congo mouth » naviguent principalement entre 0 et 20-m, pour ~ 65% des particules d'eau

provenant de « Cap-Lopez Section » et 80% des particules d'eau provenant de « Congo mouth » (voir figures 5.3b et 5.3c). La profondeur de navigation de ces particules montre aussi une tendance de remontée d'eau ou de couche de masse d'eau qui glisserait en surface au-dessus de masse de subsurface : les pics maxima des profondeurs de provenance (« Finale depth »>20-m de profondeur) des particules au travers des sections « Cap-Lopez Section » et « Congo mouth » sont supérieurs aux profondeurs de destination (« Initial depth »<20-m) dans la boîte « Starting Box » (voir figures 5.3b et 5.3c).

Ces particules d'eau en provenance des zones sous influence des flux d'eau douce du fleuve Congo (et aussi de des précipitations) mettent environ 66 jours (pour « Congo mouth ») à 78 jours (pour « Cap-Lopez Section ») en moyenne pour atteindre la zone « Starting Box » (voir figures 5.3e et 5.3f). Ainsi, la masse d'eau de la « Starting Box » sur la couche 0-66-m, est issue des masses d'eau de subsurface de l'océan ouvert plus à l'Ouest et des masses d'eau de surface du large du Cap-Lopez et la zone d'influence à grande échelle du panache du fleuve Congo.

Les trajectoires caractéristiques des particules pour chaque section d'interception sont présentées et analysées dans la section suivante.

5.5 Trajectoires des particules d'eau

Les trajectoires des particules d'eau ayant intercepté les différentes sections sont montrées sur la figure 5.4. Nous nous sommes intéressés à la structuration des masses d'eau dans « Starting Box », pour les couches de la surface à 65-m de profondeur. Ainsi, seules sont représentées les trajectoires des particules dont les profondeurs de destination dans la « Starting Box » sont comprises entre 0 et 20-m pour « Cap-Lopez Section » et « Congo mouth » d'une part, et 10-65-m pour « Western Section ». On observe que les trajectoires des particules des masses d'eau sous influence du panache du fleuve Congo restent confiner à la surface (0-20m) d'une part, et sont orientées Nord-Ouest avec une incursion vers le Sud à proximité de la boîte « Starting Box » d'autre part (voir figures 5.4a et 5.4c).

Les particules en provenance de la « Cap-Lopez Section » montrent des trajectoires plus superficielles (avec des entrées par le flanc Ouest latéral méridien et le coin Nord-Est de la « Starting Box », voir figure 5.4a) que celles d'origine de la « Congo mouth » (avec des entrées par le flanc zonal Nord de « Starting Box », voir figure 5.4c). Les particules d'origine « Congo mouth » montrent des trajectoires plus directes en destination de la « Starting Box », tandis que certaines particules originaires de la « Cap-Lopez Section » affichent des trajectoires plus complexes. Les particules atteignant la « Starting Box » par le coin Nord-Est (7,5°E et 5°S, voir figure 5.4a), affichent des trajectoires en forme de spirale étirée, entre la bande méridienne et entre 7,5°E et 10°E. Toutefois, on observe quelques trajectoires où les particules de masse d'eau montrent un parcours de navigation plus en profondeur avant de remonter en surface à destination de « Starting Box ».

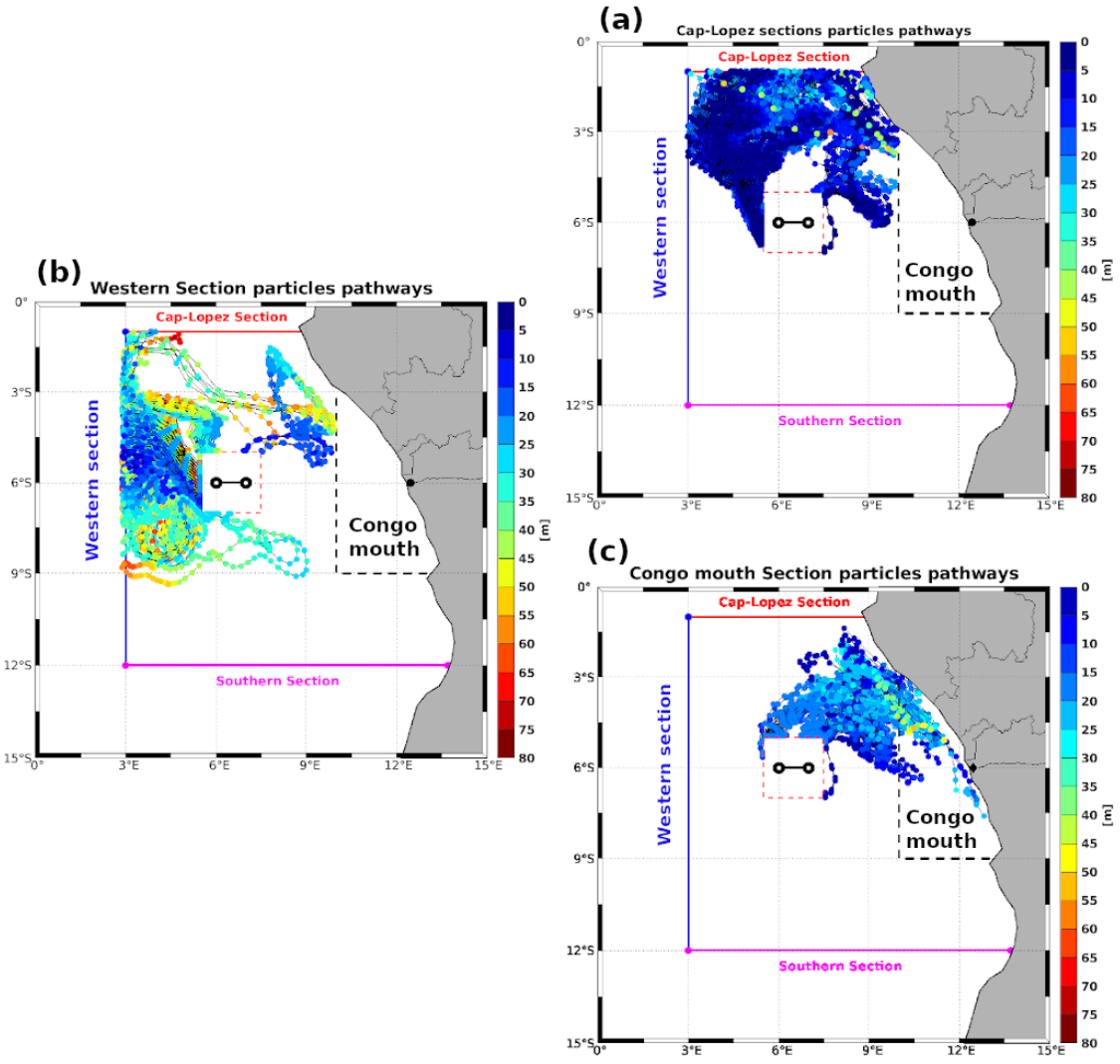


FIGURE 5.4 – Trajectoires des particules de la la boîte de départ "Starting box" à leur section d'interception : (a) pour "Cap-Lopez section", (b) pour "Western section" et (c) pour "Congo mouth". Les trajectoires des particules qui ont eut des trajets de retour dans la boîte de départ, ne sont pas représentées.

C'est ce qui s'illustre par les quelques points de trajectoire compris entre 35 et 60-m de profondeur, qui s'affichent au-dessus des trajectoires plus superficielles, entre la surface et 20-m de profondeur (voir figures 5.4a et 5.4c).

Quant aux particules d'eau en provenance de l'océan ouvert plus à l'Ouest au travers de la « Western Section », elles affichent des trajectoires orientées vers l'Est, principalement en forme de spirale à destination de la « Starting Box » (voir figure 5.4b). On observe des entrées de ces particules dans « Starting Box », principalement par le flanc Ouest d'une part, et les coins Nord-Est (7,5°E et 5°S) et Nord-Ouest d'autre part (5,5°E et 5°S, voir figure 5.4b). On observe également quelques trajectoires plus complexes avec des détours pour certaines particules en provenance de la « Western Section ». En particulier,

on observe des trajectoires en subsurface au bout desquelles les particules affichent des parcours en spirale, avant d'affleurer en surface à destination de la « Starting Box » par le coin Nord-Est (7,5°E et 5°S, voir figure 5.4b).

Ainsi, la masse d'eau de la « Starting box » est issue de l'interaction entre les masses d'eau de surface sous influence du panache du fleuve Congo aux travers des sections « Cap-Lopez Section » et « Congo mouth » d'une part, et les masses d'eau de subsurface de l'océan ouvert plus à l'Ouest au travers de « Western Section » d'autre part.

5.6 Evolution des propriétés thermohaline des particules

5.6.1 Salinité

Les variations de salinité des particules de masse d'eau tout au long de leur trajectoire sont montrées sur la figure 5.5. On observe que les particules en provenance des « Cap-Lopez Section » et « Congo mouth » et ayant excursionné dans la couche de surface (entre 0 et 20 m), sont caractérisées par des valeurs de salinité plus faibles (<33 pss) proche de la côte (voir figures 5.5a et 5.5c). Ces particules sont représentatives de la masse d'eau de recirculation vers le Sud du panache d'eau douce de l'Est du Golfe de Guinée (Houndegnonto et al. (2021)) et du panache du fleuve Congo. La salinité de ces particules augmente au fur et à mesure qu'elles sont advectées par les courants vers le large à destination de la « Starting Box ». On observe des particules d'eau avec des valeurs de salinité plus élevées, de l'ordre de 34 à 35 pss à leur destination dans « Starting Box » (voir figures 5.5a et 5.5c). On observe également que les particules de ces sections d'interception, ayant navigué plus en profondeur (>30-m de profondeur) peuvent acquérir des valeurs de salinité supérieures à 35pss avant d'atteindre « Starting Box ».

Cependant, les particules en provenance de l'océan ouvert plus à l'Ouest au travers de « Western Section », montrent des valeurs de salinité plus élevées (>34,5 pss) que celles originaires de « Cap-Lopez Section » et « Congo mouth » (voir figure 5.5b). Toutefois, on observe des valeurs de salinité de l'ordre de 34 pss pour les particules ayant eu des trajets de subsurface (>20-m) avant d'affleurer dans la couche de surface (<10-m de profondeur) à destination de « Starting Box » par le coin Nord-Est autour de 7,5°E et 5°S (voir figures 5.4b et 5.5b).

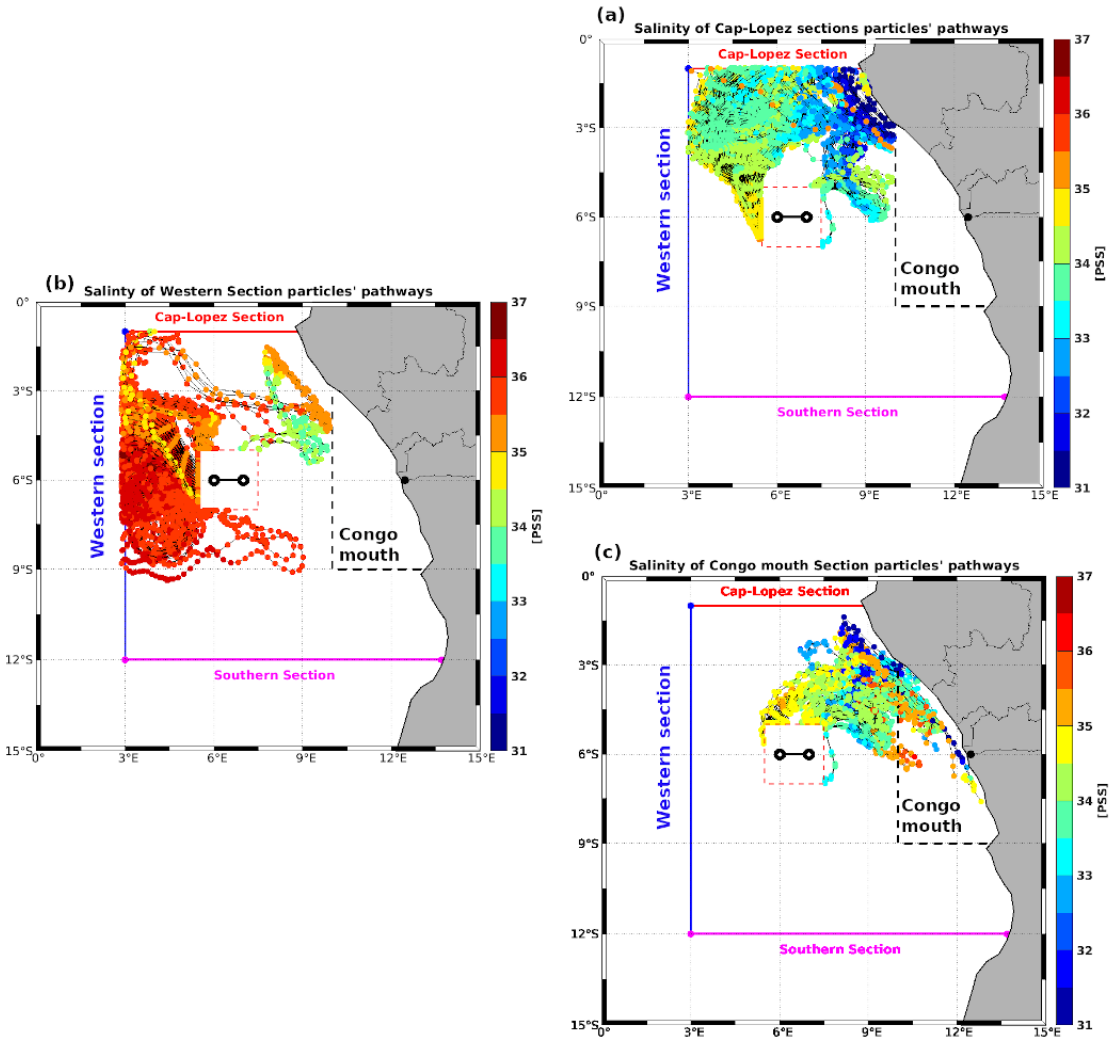


FIGURE 5.5 – Variations de salinité des particules de masse d'eau le long de leur trajectoire : de la boîte de départ « Starting box » aux sections d'interception (a) "Cap-Lopez section", (b) "Western section", et (c) "Congo mouth".

5.6.2 Température

Les variations de température des particules de masse d'eau tout au long de leur trajectoire à destination de « Starting Box » sont montrées sur la figure 5.6. On observe que les particules de masse d'eau en provenance des zones sous influence du panache d'eau douce du fleuve Congo sont associées à des températures supérieures à 27°C (voir figures 5.6a et 5.6c). On note très peu de changement de température associé au parcours des particules en provenance des sections d'interception. Toutefois, les particules ayant atteint des profondeurs supérieures à 20-m sont caractérisées par des températures inférieures à ~ 25°C (voir figures 5.6a et 5.6b).

Les particules d'eau en provenance de l'océan ouvert plus à l'Ouest au travers de « Western Section » sont caractérisées par des températures plus froides, inférieures à

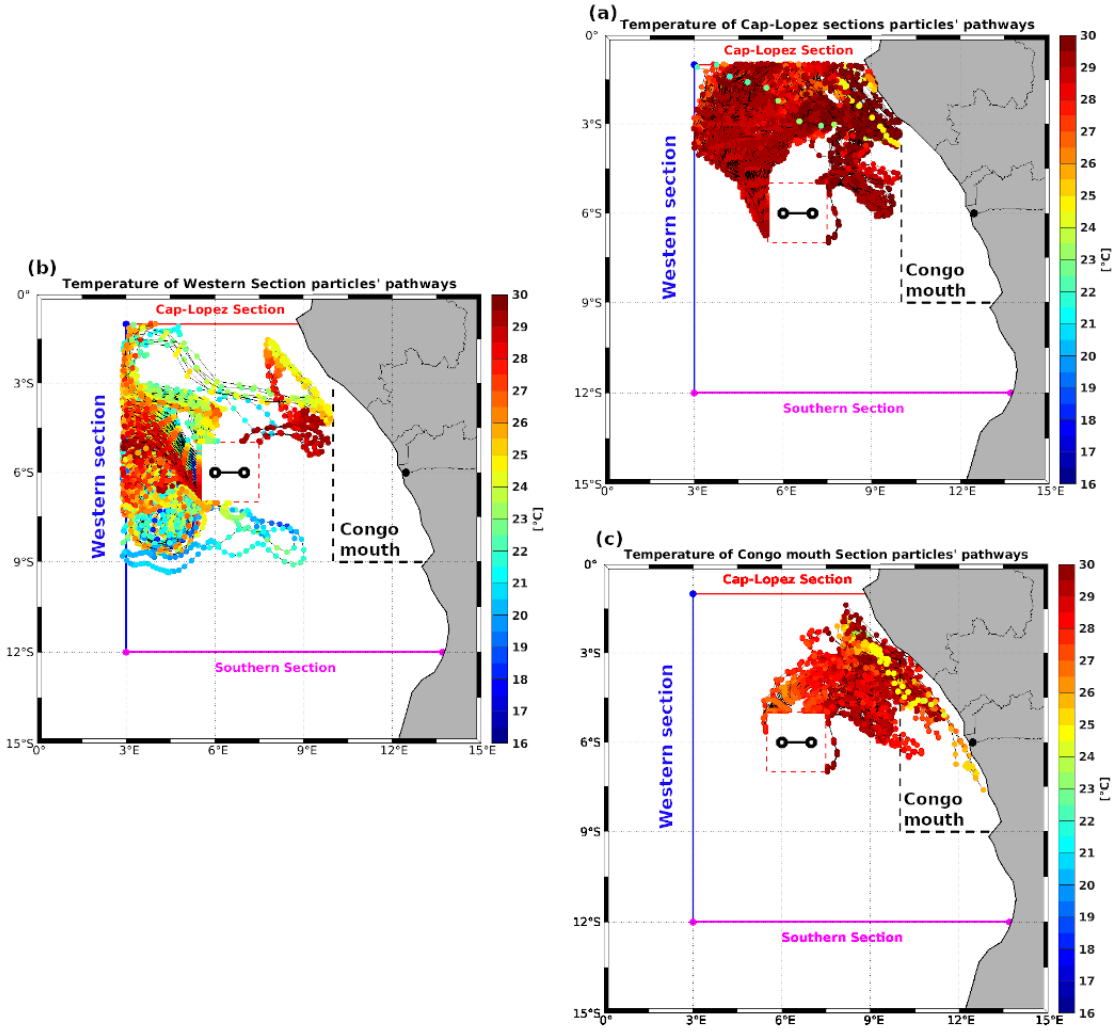


FIGURE 5.6 – Variations de température des particules de masse d'eau le long de leur trajectoire : de la boîte de départ « Starting box » aux sections d'interception (a) "Cap-Lopez section", (b) "Western section", et (c) "Congo mouth".

25 °C, du fait de leur parcours en subsurface, entre 20 et 65 m de profondeur (voir figures 5.4b et 5.6b). Toutefois, pour les trajectoires des particules affleurant la couche de surface (≤10-m), on note des températures supérieures à 27°C (voir figure 5.4b).

5.6.3 Diagramme T/S

Les diagrammes T/S caractéristiques des particules le long de leur trajectoire, de chaque section d'interception à destination de « Starting Box », sont montrés sur la figure 5.7. Les masses d'eau à destination de « Starting Box » présentent différentes caractéristiques de température et de salinité en fonction de leur parcours tridimensionnel. Les particules originaires de la « Cap-Lopez Section », dans leur parcours dans la couche de surface (~ 0-20-m de profondeur) sont associées à de faibles anomalies de densité

potentielle : $\sigma_\theta < 22$ kg/m^3 (voir figure 5.7a). Dans cette couche, le diagramme T/S montre une structure quasi parallèle à l'axe horizontal de salinité, avec une variation de entre 30,5 et 34,5pss. On observe que la température des particules y varie très peu (entre ~ 27 °C et 30°C), tandis que la salinité montre une plage de variation plus large (entre ~ 30 à 34 pss, voir figure 5.7a). La densité des particules de masse d'eau dans cette couche est donc contrôlée par la variation de salinité. Les particules dont les trajectoires ont atteint des couches d'eau plus en profondeur ($\geq$ 25-m), sont associées à des anomalies de densités potentielle $\sigma_\theta > 22$ kg/m^3 (voir figure 5.7a). La structure du diagramme T/S y est quasi parallèle à l'axe vertical de Température : on observe que la température des particules de masse d'eau varie entre 18°C et 27°C tandis que la salinité varie autour de 35-36pss. Pour les particules d'origine « Congo mouth », le diagramme T/S présente des

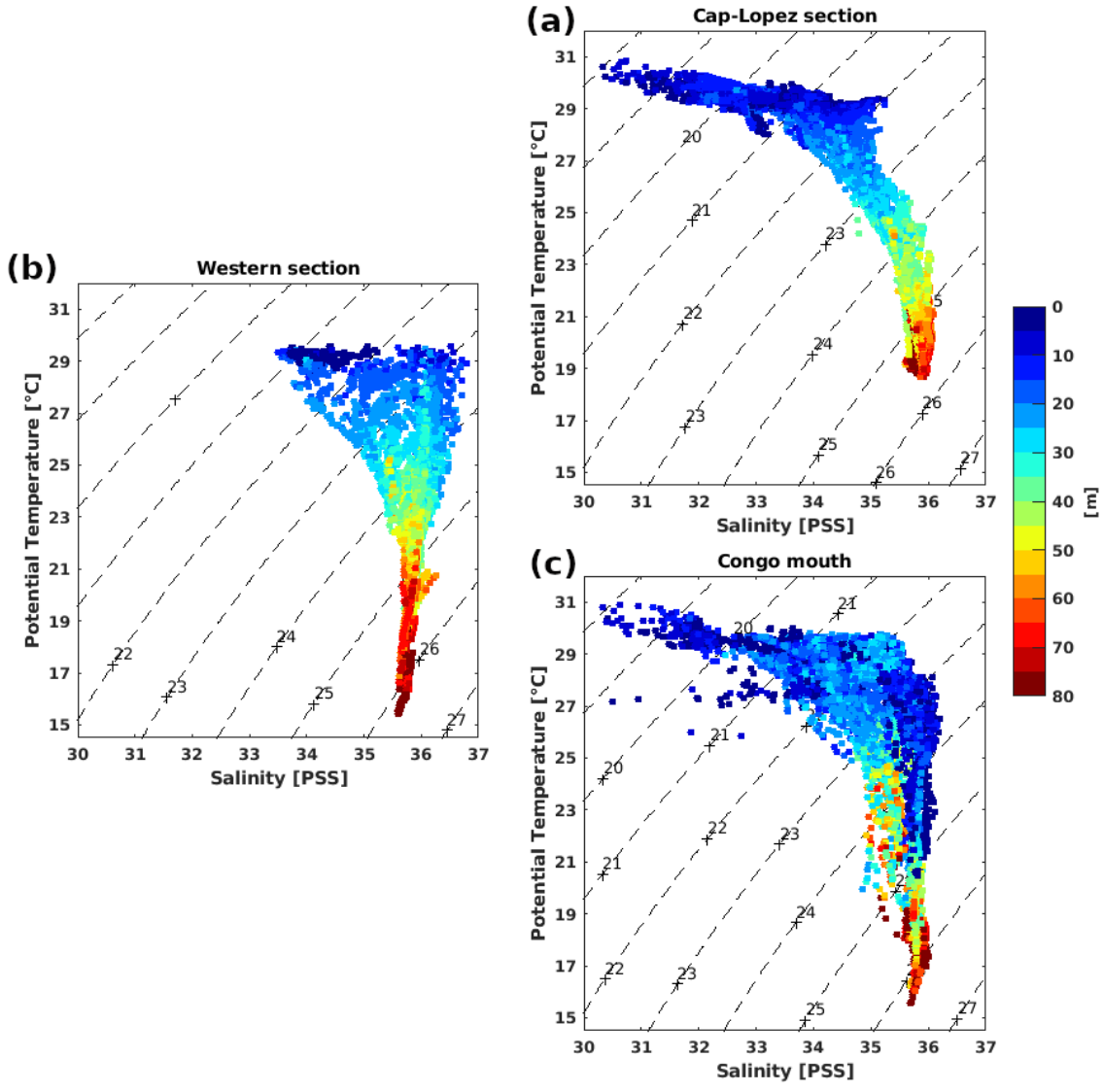


FIGURE 5.7 – Diagramme T/S des particules de masse d'eau le long de leur trajectoire : de la boîte de départ "Starting box" aux sections d'interceptions (a) ("Cap-Lopez section", (b) "Western section", et (c) "Congo mouth".

caractéristiques semblables à celles des particules d'origine « Cap-Lopez Section » (voir figures 5.7a et 5.7c). Cependant, on observe des particules associées à des anomalies de densité potentielle entre 22-25kg/m^3 et ayant navigué dans la couche de surface (~ 0-20m de profondeur), qui présentent une structure de nuage de points parallèle à l'axe vertical de température, comparativement aux particules d'origine « Cap-Lopez Section » (voir figures 5.7a et 5.7c). Cela suggère une complexité de parcours des particules de masse d'eau de « Congo mouth » à destination de « Starting Box ».

Quant aux particules d'eau en provenance de l'océan ouvert plus à l'Ouest au travers de « Western Section », le diagramme T/S présente une structure de nuage de points quasi parallèle à l'axe vertical de température (voir figure 5.7b). On observe que la température des particules d'eau durant leur parcours à destination de « Starting Box » montre une large plage de variations (entre 15°C et 29°C) tandis que la salinité varie entre 33,5 et 36,5pss. Ces particules sont associées à des anomalies de densité potentielle $\sigma_\theta > 21$kg/m^3 (voir figure 5.7b). On note donc que la variation de densité des masses d'eau d'origine « Western Section » est contrôlée par la variation de température.

5.7 Discussion et conclusions

Dans ce chapitre, nous avons étudié la dynamique spatio-temporelle à mésoéchelle aux échelles temporelles de l'ordre de la semaine, des masses d'eau au large du Congo à l'aide d'une approche lagrangienne. L'analyse lagrangienne a permis de mettre en évidence l'origine et les trajectoires caractéristiques des parcelles de masse d'eau associée à la zone d'observation des profils CTD en marche d'escalier observée à la date du 31/03/2016, dans le chapitre précédent (cf. chap. 4, figures 4.3 et 4.4).

La subdivision de la région du Sud-Est du Golfe de Guinée en différentes zones (« Starting Box », « Congo mouth », « Cap-Lopez Section », « Western Section » et « Southern Section »), a permis d'identifier par calcul lagrangien à temps rebours (mode de « Backward »), que la colonne d'eau associée à ces profils, est composée de :

— • Masses d'eau issues de la dynamique à grande échelle (« far field dynamics», Horner-Devine et al. (2015)) du panache du fleuve Congo (« Congo mouth ») et aussi de la recirculation vers le Sud des masses d'eau de faible salinité du Nord-Est du Golfe de Guinée au travers de la « Cap-Lopez Section ». Au cours de leur parcours, la salinité de ces masses d'eau augmente par mélange avec les masses d'eau avoisinantes : soit une plage de variation de 31 à 35pss. Les variations de température qui y sont associées sont relativement faibles. Ces masses d'eau sont caractérisées par des trajectoires à dominance superficielle (~ 0-20m de profondeur). Les anomalies de densité potentielle des particules de ces masses d'eau tout au long de leur parcours à destination de la « Starting Box », varient entre 18 et 27 kg/m^3. Cela suggère que ces masses d'eau sont sujettes à de processus de mélange diapycnal

le long de leur trajectoire à destination de la « Starting Box ». Il faut noter que la variation de densité de ces particules dans la couche de surface (0-20m de profondeur) est principalement contrôlée par les variations de salinité.

— • Masses d'eau en provenance de l'océan ouvert plus à l'Ouest au travers de « Western Section ». Ces masses d'eau sont associées à des trajectoires de subsurface (~ 10-65m de profondeur) avec des valeurs de salinité supérieures à 35pss et à des températures plus froides (<26°C) comparativement aux masses en provenance du large du Cap-Lopez et du panache d'eau douce du fleuve Congo. La variation de densité y est principalement contrôlée par les variations de température.

Ainsi, dans la colonne d'eau de la « Starting Box », des masses d'eau de faible salinité, plus chaudes et moins denses, en direction du large, glissent au-dessus de masses d'eau plus lourdes, froides et plus salées en direction de la côte. La superposition de masses d'eau de surface en provenance de la côte, au-dessus de masses d'eau de subsurface en provenance de l'océan ouvert plus à l'Ouest, pourrait entraîner le fort cisaillement dans la colonne d'eau. La superposition des masses d'eau induirait une forte stratification de température et de salinité à l'interface de ces deux couches de masse d'eau. La mise en évidence de la superposition de ces couches d'eau pourrait permettre de conjecturer sur le mécanisme de structuration des masses d'eau associées aux profils CTD en marches d'escalier (cf. chap. 4, section 4.4). Cependant, les structures thermohalines en marche d'escalier observées dans les profils CTD demeurent inexpliquées par cette étude lagrangienne, car elles ne sont pas reproduites par les données de réanalyse GLORYS Mercator utilisées. Au vu des résultats d'analyse préliminaire (chap. 4), et les limitations des sorties GLORYS, des campagnes de mesures en 3D à haute résolution horizontale et verticale, ainsi que l'utilisation de simulation à plus haute résolution résolvant les processus de submésoéchelle et reproduisant la stratification thermohaline des couches de surface s'avèrent nécessaires pour comprendre les mécanismes de formation des structures de stratification en double couches homogènes. Cela permettrait de refaire les calculs lagrangiens avec une dynamique adéquate.

Conclusions Générales et perspectives

Conclusions générales

L'objectif principal de cette thèse était d'étudier et de documenter la variabilité spatiale horizontale à mésoéchelle (10-100 km) et verticale (0-100m), et aux échelles temporelles intra-saisonnière à saisonnière de la structure tridimensionnelle thermohaline dans les zones de panache d'eau douce du Golfe de Guinée : notamment les panaches des fleuves Congo et Niger. Ces panaches d'eau douce sont caractérisés par des masses d'eau de surface de faible salinité. Il s'agissait spécifiquement de répondre aux questions scientifiques telles que : Quelle est la variabilité saisonnière spatiale à mésoéchelle des panaches d'eau douce du bassin du Golfe de Guinée ? Quels sont les principaux processus physiques qui contrôlent la dynamique saisonnière des panaches d'eau douce du Golfe de Guinée ? Comment la dynamique du panache du fleuve Congo contrôle-t-elle la stratification thermohaline verticale au large du Congo ? Quelle est la dynamique tridimensionnelle caractéristique des interactions entre le panache du fleuve Congo et les masses d'eau subtropicale avoisinantes ? Ces problématiques sont abordées à l'aide d'une analyse conjointe et complémentaire de la longue série sans précédent d'observation satellitaire SSS (SMOS, 2010-2017), des profils verticaux de données hydrologiques et dynamique in situ (Argo, CTD PIRATA FR, ADCP...), des données de réanalyse GLORYS Mercator et l'outil lagrangien ARIANE. Les travaux effectués dans cette thèse se répartissent en trois grandes parties.

Dans la première partie de cette thèse, je me suis intéressé tout d'abord à l'étude de la variabilité spatiale horizontale à l'échelle saisonnière des panaches d'eau douce du Golfe de Guinée (10°W-15°E et 15°S-10°N), en termes de leur régime de propagation, d'extension et de dissipation vers le large. À l'aide des données d'observation SSS SMOS (sur la période de 2010-2017), notre étude a montré que le contour de l'isohaline de surface 34,5 pss permet de surveiller la distribution spatio-temporelle des panaches d'eau douce dans cette région. Nous avons montré qu'à l'échelle saisonnière moyenne, la distribution spatio-temporelle de ces panaches vers le large, exhibe deux régimes de propagation. (1) Pendant la période de septembre à janvier, les panaches d'eau douce se développent le long des côtes et se propagent vers le large en direction Nord-Ouest. Au bout de cette période, les panaches d'eau douce du Nord du Golfe de Guinée (« panache du Niger » par la suite) et de la région au large du Congo (« panache du Congo » par la suite)

sont tous connectés. (2) Ensuite, durant la période de janvier à avril, la propagation des panaches d'eau douce montre une redirection vers le Sud, où leur extension maximale la plus à l'Ouest est observée en avril. Le reste de l'année (mai à juillet) est marqué par un épisode de salinisation de surface le long de l'équateur, où les panaches d'eau douce sont à nouveau déconnectés et se dissipent. Leur extension minimale est observée en août en corrélation avec la diminution des apports d'eau douce par les précipitations et les décharges des fleuves Niger et Congo. Il faut noter que c'est en mai que le panache du Congo exhibe son extension maximale vers l'Ouest, près de 4°E à environ ~ 950 km de la côte.

Cette première partie de notre étude s'est aussi consacrée à l'identification et à la compréhension des principaux processus physiques qui contrôlent la variabilité spatio-temporelle saisonnière de la salinité au sein des panaches d'eau douce dans cette région. Pour cela, nous avons effectué un bilan de salinité dans la couche mélangée de surface, au sein de deux boîtes où la variabilité de la SSS est telle que l'écart type saisonnier $STD \geq 1$ pss. Il s'agit des zones caractéristiques du panache du Niger (boîte de Niger : 4°E-10°E et 0.5°N-6°N) et du panache du Congo (boîte du Congo : 5°E-13°E et 9°S-3°S). Ces boîtes englobent l'embouchure de chaque fleuve ainsi que son extension maximale vers le large.

Dans la zone du panache du Congo, notre étude a montré que la période allant de la fin d'automne à hiver boréal (mi-juillet à mars) est caractérisée par une tendance négative de la SSS. Cette tendance négative de la SSS est expliquée par les flux d'eau douce ($E-P-R$) notamment les décharges du fleuve Congo, et l'effet contrebalancé entre l'advection zonale de salinité et les termes de résidus de l'équation du bilan de salinité. Les termes de résidus de l'équation du bilan de salinité incluent principalement les processus de diffusion verticale, de cisaillement vertical et d'advection tourbillonnaire de salinité. Pendant le reste de l'année (avril à juillet), les variations de salinité dans la zone du panache du Congo est caractérisée par une tendance positive de la SSS. Cette tendance positive de SSS est due aux processus de subsurface à travers l'entraînement à la base de la MLD d'une part, et le mélange vertical, le cisaillement vertical et l'advection tourbillonnaire de salinité via l'intensification de l'amplitude du terme de résidus d'autre part. Dans cette partie du Golfe de Guinée, les processus d'advection horizontale (méridienne et zonale) de salinité sont dominés par la dérive du courant d'Ekman du vent de surface.

Dans la zone du panache du Niger, nous avons montré que la période allant de fin été au début de l'hiver boréale (août à novembre) est marquée par une tendance négative de SSS. Cette tendance négative de la SSS est principalement contrôlée par les flux d'eau douce (notamment les précipitations et les décharges du fleuve Niger), les processus d'entraînement à la base de la MLD, l'advection horizontale et les termes de résidus. Le reste de l'année (décembre à juillet) est associé une tendance positive (quasi constante) de SSS, où les processus d'advection horizontale et d'entraînement à la base de la MLD sont les principaux contributeurs.

Les limites associées à cette première partie de notre étude résident dans la difficulté à fermer le bilan de salinité dans la couche mélangée de surface. Cela s'explique principalement par les incertitudes associées à l'estimation de la MLD, l'utilisation de coefficient constant de diffusion horizontale (k_h) et la non prise en compte des fleuves secondaires tels que Ogooé et Sanaga. Il a été aussi difficile d'estimer explicitement chacun des termes du résidu de l'équation du bilan de salinité (notamment la diffusion verticale et le cisaillement vertical), du fait de la faible densité de profils hydrologiques observée dans les zones de panache d'eau douce. En effet, nous avons observé que les flotteurs Argo déployés dans les panaches (notamment dans le panache du Congo) n'y résident pas assez longtemps avant de dériver vers le large. De plus, les profils CTD ne couvrent que quelques jours par an avec une faible densité spatiale dans cette région. En outre, à l'aide d'un test de sensibilité, nous avons remarqué que les courants d'Ekman de surface ne seraient pas bien représentés dans les données de courant de surface utilisées. Les produits de courant in situ Drifter (issus du « Global Drifter Program ») et ANDRO (issus de dérive de surface de flotteurs Argo) intègrent des données in situ clairsemées à l'Est du Golfe de Guinée. Les produits de courant de surface dérivés d'observation satellite altimétrique (OSCAR et GECKO) ne représentent pas bien les vitesses dans les fines couches stratifiées de surface associées aux panaches des fleuves. Ce qui montre que des champs de SSS bien résolus, comme SSS SMOS, ne suffisent pas à eux seuls pour comprendre la dynamique spatio-temporelle des panaches d'eau dans le Golfe de Guinée. De nouvelles observations satellites par diffusiomètres Doppler de mesure d'ondes et de courants très proches de la surface océanique (« Satellite-borne Doppler Waves and Currents Scatterometers » Ardhuin et al. (2019); Marié et al. (2020))sont donc indispensables pour faire de futurs progrès dans la compréhension de la dynamique de ces panaches d'eau douce.

Dans la deuxième partie de cette thèse, nous avons étudié l'influence des panaches d'eau douce sur la stratification thermohaline des couches supérieures (soit de la surface à environ 100-m de profondeur) aux échelles intra-saisonnières. Nous nous sommes intéressés au cas du panache du fleuve Congo dans la région du Sud-Est du Golfe de Guinée. À l'aide des profils Argo et CTD des campagnes PIRATA FR, nous avons exploré et décrit les structures type de stratification thermohaline de la colonne d'eau au travers de l'extension à grande échelle du panache du Congo (« the far field dynamics », Horner-Devine et al., 2015). Il en ressort que plus proche de la côte (à environ $\sim$ 236 km), le panache du Congo influence considérablement la structure thermohaline de la colonne d'eau en induisant de fortes haloclines dans les couches supérieures (soit de la surface à 15-m de profondeur). Dans cette couche au sein du panache du Congo, la stratification en densité est ainsi contrôlée par le gradient de salinité. Plus au large du Congo, nous avons mis en évidence la présence de couche de barrière de sel associée à l'extension offshore du panache du Congo. Nous avons aussi montré que l'interaction entre le panache du Congo et les masses d'eau de l'océan plus ouvert à l'Ouest engendre des fronts thermohalins de

surface (SSS et SST). Au sein de ces fronts thermohalins, les profils de densité présentent une succession de couches homogènes proche de la surface. Ces couches sont séparées par de forts gradients de densité, expliqués par la stratification haline près de la surface, et la stratification thermique au niveau de la thermocline. Ces structures stables de double couches homogènes en densité, telles des structures en marches d'escalier (« thermohaline staircases ») sont associées à des valeurs de ratio de densité telles que $R_\rho < 2$, consistantes avec les valeurs reportées dans la littérature (Merryfield (2000); Radko (2013); Turner (1974)).

Pour identifier et comprendre les mécanismes de formation de ces structures thermohalines en marches d'escalier, nous nous sommes intéressés aux cas des profils observés au large de Congo, autour de 6°E – 7°E et 6°S, à la date du 31 mars 2016. Pour cela, nous avons analysé les variations de SSS et SST, et la dynamique de la circulation superficielle à mésoéchelle et aux échelles temporelles de l'ordre de quelques jours. Il en ressort que la stratification thermohaline en marche d'escalier observée résulterait de la dynamique de cisaillement entre le flux d'Ekman de surface associée à la distribution spatio-temporelle offshore (Nord-Ouest) du panache du Congo, et le flux géostrophique (orienté Sud-Est) associé aux masses d'eau de subsurface de l'océan ouvert à l'Ouest, plus dense et plus salée. Cependant, la variabilité spatio-temporelle aux échelles intra-saisonnière à saisonnière de ces structures thermohalines verticales en marches d'escalier est non quantifiée à l'issue de notre étude. De même, la variabilité saisonnière des couches de barrières de sel au large du Congo demeure une question ouverte.

Dans la dernière partie de ce manuscrit, nous avons utilisé une approche lagrangienne afin d'étudier l'origine et la structuration des masses d'eau impliquées dans la stratification thermohaline de la colonne d'eau au large du Congo. Les trajectoires et les variations de température, de salinité et de densité des particules d'eau impliquées sont évaluées. Nous nous sommes intéressés particulièrement à la zone d'observation in situ de profils CTD présentant des doubles couches homogènes. Cette approche nous a permis de comprendre la structuration des masses d'eau à grande échelle au large du Congo. Grâce à l'outil lagrangien ARIANE et aux données des réanalyses GLORYS Mercator, nous avons montré que les masses d'eau observées dans le modèle sont originaires pour 50,97% de l'Ouest plus au large (ouest de 3°E) et pour 29,64% des régions au large de Cap-Lopez et du Congo. Les masses d'eau des régions au large du Cap-Lopez et du Congo ont eu des trajectoires superficielles (entre la surface à 20-m de profondeur) tandis que les masses d'eau issues de l'Ouest ont navigué principalement en subsurface (soit entre 10 et 65 m de profondeur). Cette étude montre en détail l'origine des masses d'eau impliquées dans la stratification thermohaline de la colonne d'eau associée à cette zone. Notre étude a montré aussi le fort cisaillement des courants au niveau des gradients halins au sein de la colonne d'eau associée au panache du Congo. Cela corrobore l'hypothèse de la dynamique de cisaillement entre les flux d'Ekman de surface et géostrophique de subsurface précédemment

énoncée. Toutefois dans les données de réanalyse GLORYS Mercator, les champs 3D de salinité et température sont fournis avec une résolution verticale relativement faible et ne reproduisent pas bien les structures à fines couches homogènes.

Perspectives

À l'issue notre à étude, plusieurs perspectives se dégagent. Dans un premier temps il sera question d'étudier la variabilité spatio-temporelle saisonnière de la couche de barrière de sel ainsi que les structures thermohalines en marche d'escalier associées à la dynamique offshore des panaches dans le Golfe de Guinée. Un autre point qui intéresse notre curiosité est de savoir comment les masses d'eau douce se mélangent et se transforment avec les masses d'eau au large ? Est-ce par mélange diapycnal ou isopycnal ? Par instabilité barocline ou barotrope ? L'exploration de toute l'historique des données Argo (2000 à 2021), CTD et ADCP (avec plusieurs fréquences : $150-600\ kHz$) des campagnes PIRATA (2013 à 2020) combinée avec des données de courant 3D pourraient permettre de répondre à ces problématiques.

Les plus de 10 ans de données de SSS SMOS disponibles offrent l'opportunité d'étudier la variabilité interannuelle de la salinité dans le panache du fleuve Congo. Une première analyse de la variabilité interannuelle de la SSS SMOS (2010-2017) au large du Congo (dans la zone encadrée de la figure 5.8a) a montré des événements de forte salinisation durant les périodes de fortes décharges du fleuve Congo (décembre à avril), pendant les années 2012 et 2017 (voir figure 5.8b). Ces événements salinisation sont associés à des anomalies interannuelles positives supérieures à 0,5 pss (voir figure 5.8c). En termes de source de flux d'eau douce, notre analyse préliminaire a montré que ces anomalies interannuelles positives de SSS sont associées à une intensification des processus d'évaporation et une baisse des décharges du fleuve Congo (voir figures 5.8d et 5.8e). L'analyse des variations interannuelles des conditions dynamiques de surface associées permettrait d'élucider ces événements de salinisation aux échelles interannuelles et leur lien avec le changement climatique.

Le recourt à des modèles de simulation numériques à plus haute résolution tel que CROCO (Coastal and Regional Ocean COmmunity model, https ://www.croco-ocean.org) dans la région du Golfe de Guinée, permettrait aussi de mieux comprendre la dynamique à fine échelle associée aux panaches dans cette région. De telles approches permettraient aussi de quantifier leurs impacts sur la SST dans cette région. En se basant sur l'approche de Varona et al (2019), la disponibilité de telle données de sortie de modèle offrirait l'opportunité d'évaluer l'impact des décharges des fleuves sur la circulation superficielle dans le Golfe de Guinée.

Pour aller plus loin dans l'étude de l'influence du panache du fleuve Congo sur la stratification thermohaline des couches supérieures, des données d'observation hydrologiques

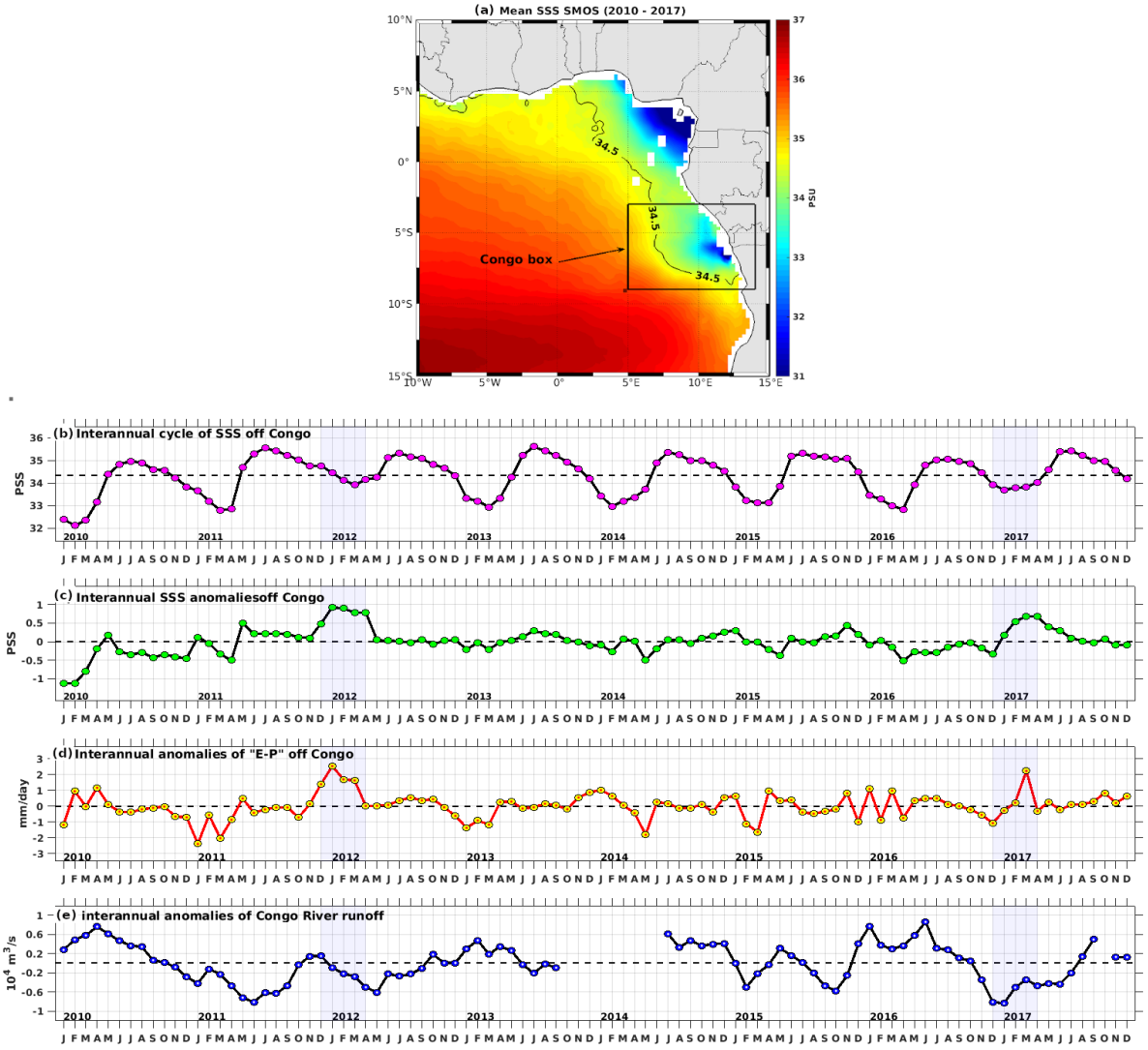


FIGURE 5.8 – (a) Champ moyen de SSS SMOS sur la période de 2010-2017, (b) Variations interannuelles de la SSS au large du Congo, (c) anomalie interannuelle de la SSS, (d) du bilan E-P et (e) des décharges du fleuve Congo, dans la boîte en cadrée sur (a).

et dynamiques à haute résolution verticale telles que CTD-rosette, Argo, ADCP, des mesures par microstructures sur un temps plus long (au moins un cycle saisonnier complet) sont indispensables. Un déploiement d'un système d'observation in situ de bouées et de mouillage est nécessaire pour comprendre davantage la stratification thermohaline au sein du panache du Congo. Nous proposons le système de positionnement de bouées de mesure hydrologique et dynamique comme illustré sur la figure 5.9, ci-dessous. La section zonale de Mouillage/Bouée le long de 6°S, encadrée en trait discontinus, permettrait de quantifier la dynamique offshore du panache ainsi que son influence sur la stratification. La section de Mouillage le long des points 6°E-3°S, 6°E-6°S et 6°E-9°S, permettrait de quantifier la dynamique méridienne du panache. L'ensemble de ce système de Mouillages permettrait de quantifier les variabilités à haute fréquence sur des échelles de temps allant de

l'intra-saisonnier à l'interannuel. En particulier, des mesures des propriétés hydrologiques (salinité, température et pression) de l'eau de mer par des plateformes du type Glider au travers de la zone d'influence du panache du fleuve Congo, pourraient permettre d'étudier plus en détail les variations intra-saisonnières de la stratification associées à la dynamique offshore du panache du fleuve Congo. Les plateformes Gliders contribuent aux efforts internationaux du Système mondial d'observation de l'océan (GOOD [2]) pour le climat et la santé des océans (Testor et al. (2019)).

Il serait aussi intéressant d'étudier par approche lagrangienne, le devenir spatial 3D des masses d'eau du panache du fleuve Congo, sur des échelles de temps interannuelles. Il s'agira de procéder à des expériences de suivi lagrangien de particule d'eau issues des décharges du fleuve Congo et d'analyser leur trajectoire 3D avec les variations thermohalines associées, de l'échelle régionale à l'échelle globale, avec des tendances à long terme, de l'intra-saisonnier à interannuelle.

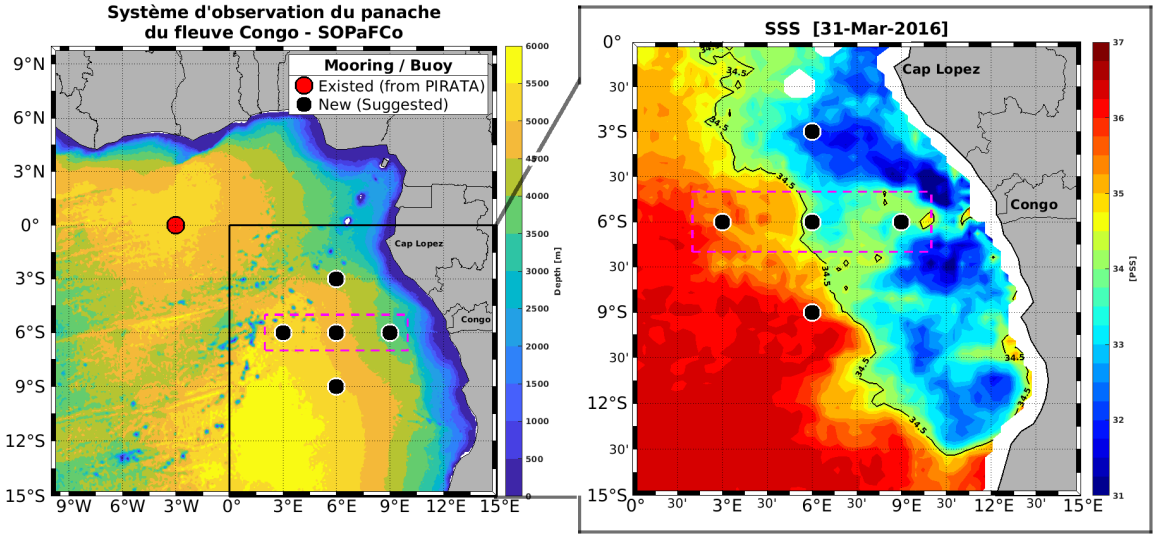


FIGURE 5.9 – Proposition de système d'observation du panache du fleuve Congo. À gauche : carte de la bathymétrie dans le Golfe de Guinée. Le point rouge (0°-3°W) représente le seul Mouillage de PIRATA FR existant à nos jour. Les points noirs 6°E-3°S, 6°E-6°S, 9°E-6°S, 6°E-9°S et 3°E-6°S présentent les nouvels emplacement de Mouillage/Bouée que nous suggérons afin de mieux étudier le panache du fleuve Congo dans la région du Golfe de Guinée. À droite, une carte instantanée de la SSS CCI dans la région du Sud-Est du Golfe de Guinée.

2. GOOD : Global Ocean Observation System.

Université de Bretagne Occidentale

Editée le Samedi 13 novembre 2021

Liste des formations suivies

Ecole Doctorale : École doctorale Sciences de La Mer et du Littoral (SML)
Nom : Houndegnonto
Prénom : Odilon Joel
Né(e) le : 16/12/1991
Année universitaire 2018-2019 - 2019-2020 - 2020-2021 -

Détail

Année universitaire	Type	Intitulé de la formation ou équivalence	Intitulé session ou demande d'équivalence	Date début	Comptabilisations (heures et autres)
2018-2019	Non catégorisé	Comm.Orale Anglais Ocean Salinity Science Conference	Comm.Orale Anglais Ocean Salinity Science Conference	08/11/2018	00:00 0.0
2018-2019	Approfondir son expertise scientifique et technique	Data Science for Geosciences	Session 2019	14/01/2019	30:00
2018-2019	Non catégorisé	Logiciel d'Analyse Lagrangienne Ariane	Logiciel d'Analyse Lagrangienne Ariane	15/02/2019	18:00 18.0 Crédits Amethis V2
2018-2019	Non catégorisé	Comm.Orale Anglais EGU Vienne 2019	Comm.Orale Anglais EGU Vienne 2019	10/04/2019	20:00 20.0 Crédits Amethis V2
2018-2019	Non catégorisé	Méthode et outils pour la conduite de projets	Méthode et outils pour la conduite de projets	13/05/2019	06:00 6.0 Crédits Amethis V2
2018-2019	Non catégorisé	Comm.Orale Living Planet Symposium Italie	Comm.Orale Living Planet Symposium Italie	14/05/2019	00:00 0.0
2018-2019	Non catégorisé	Dynamlique de groupe "classe" et équipe pédagogique	Dynamlique de groupe "classe" et équipe pédagogique	10/06/2019	07:00 7.0 Crédits Amethis V2
2018-2019	Non catégorisé	Summer School Fluid Dynamics of Sustainability &Environment	Summer School Fluid Dynamics of Sustainability &Environment	01/07/2019	30:00 30.0 Crédits Amethis V2
2019-2020	Non catégorisé	Comm.Orale Français	Comm.Orale	26/09/2019	10:00

DOCTORAT BRETAGNE LOIRE
[Ecole des Docteurs Bretagne Loire
1 PLACE PAUL-RICOEUR
35044 Rennes
ecole-des-docteurs@doctorat-bretagneloire.fr

Université de Bretagne Occidentale

Editée le Samedi 13 novembre 2021

Liste des formations suivies

		Conférence TACCOVAR-2019	Français Conférence TACCOVAR-2019		10.0 Crédits Amethis V2
2019-2020	Développer ses compétences en langue étrangère	Aide à la publication scientifique en anglais	Session 2020	14/01/2020	15:00
2019-2020	Approfondir son expertise scientifique et technique	Formation à la réalisation de capsules vidéo :	Session 2020	16/01/2020	05:00
2019-2020	Maîtriser l'information scientifique et technique : outils et méthodes	Je mène mes recherches documentaires en Sciences	Session 2020	12/02/2020	02:19
2019-2020	Maîtriser l'information scientifique et technique : outils et méthodes	Je construis mes bibliographies avec ZOTERO	Session du 4 mars 2020	04/03/2020	02:15
2020-2021	Respecter les principes de déontologie, d'éthique et d'intégrité scientifique	Lyon ou Bordeaux ou autre	intégrité scientifique dans les métiers de la recherche	01/09/2020	15:00
2020-2021	Préparer sa poursuite de carrière	compétences des docteurs	SML SEA EU DOC MAI 2021	17/05/2021	30:00 0.0
2020-2021	Communiquer, manager, gérer un projet		Rédiger et publier un article scientifique	28/07/2021	20:00
				TOTAL	**210:34** **0.0 91.0 Crédits Amethis V2**

Cumul par année

Année universitaire	Total Heures comptabilisées	Total Autres comptabilisations
2018-2019	111:00	0.0 81.0 Crédits Amethis V2
2019-2020	34:34	10.0 Crédits Amethis V2
2020-2021	65:00	0.0
TOTAL	**210:34**	**0.0 91.0 Crédits Amethis V2**

DOCTORAT BRETAGNE LOIRE
[Ecole des Docteurs Bretagne Loire
1 PLACE PAUL-RICOEUR
35044 Rennes
ecole-des-docteurs@doctorat-bretagneloire.fr

Université de Bretagne Occidentale

Editée le Samedi 13 novembre 2021

Liste des formations suivies

Cumul pour la totalité du doctorat

Type	Total Heures comptabilisées	Heures comptabilisées
Respecter les principes de déontologie, d'éthique et d'intégrité scientifique	15:00	
Préparer sa poursuite de carrière	30:00	0.0
Non catégorisé	91:00	0.0 91.0 Crédits Amethis V2
Maîtriser l'information scientifique et technique : outils et méthodes	04:34	
Communiquer, manager, gérer un projet	20:00	
Approfondir son expertise scientifique et technique	35:00	
Développer ses compétences en langue étrangère	15:00	
TOTAL	**210:34**	**0.0 91.0 Crédits Amethis V2**

DOCTORAT BRETAGNE LOIRE
[Ecole des Docteurs Bretagne Loire
1 PLACE PAUL-RICOEUR
35044 Rennes
ecole-des-docteurs@doctorat-bretagneloire.fr

TABLE DES FIGURES

1 Schéma conceptuel de la structure verticale dans la couche superficielle : couche de mélange (Mixed layer), la pycnocline saisonnière (Seasonal pycnocline) et la pycnocline permanente (Main pycnocline), et les processus physiques qui régissent son existence (Figure de Sprintall and Cronin (2009)). 15

2 Localisation des 19 plus grands grands fleuves du monde. L'Atlantique tropical est le lieu de réceptacle des deux plus grands fleuves de la planète Terre : Amazone (1^{er}) et Congo ($2^{ème}$). [D'après Kang et al. (2013)]. 17

3 Exemples de colonnes d'eau : i) à stratification classique : couche de mélange homogène au-dessus de la pycnocline (à gauche) et ii) stratification avec structure de barrière de sel (à droite) [d'après Mignot et al. (2009)]. 17

4 Principaux chemins du panache des fleuves Amazone et Orinoco détectés par SMOS en 2010. Les champs de SSS SMOS sont superposés aux courants de surface OSCAR estimés à partir de données altimétriques et de vent de surface. Dans les deux cartes, la courbe noire épaisse indique l'isohaline 35. (a) : le panache du fleuve Amazone est advecté vers le nord-ouest le long du plateau brésilien par le courant nord-brésilien (NBC) au printemps boréal. (b) : pendant la période boréale de l'été à l'automne (juillet à décembre), le panache du fleuve Amazone est transporté vers l'est par le Contre-Courant Nord-Équatorial (NECC). On observe également le signal du panache du Orinoco qui s'étend vers le nord-est le long du sud des Petites Antilles. [D'après Reul et al., 2014a]. . 18

1.1 À droite : bathymétrie en fond de couleur de l'océan Atlantique ; À gauche : présentation de la région océanique du Golfe de Guinée avec la bathymétrie. Les cours des différents fleuves du Golfe de Guinée sont représentés en ligne bleue sur le continent. Les embouchures des deux grands fleuves que sont les fleuves Congo et Niger sont représentées par un carré vert et un disque rouge respectivement. 24

1.2 Schéma de la circulation atmosphérique en surface du bassin de l'Atlantique tropical. La position de la Zone de Convergence Intertropicale (ITCZ) est représentée en trait discontinu et celle de la Zone de Confluence Interocéanique (ZCIO) est représentée en pointillé. (Figure de Wauthy (1983)). 25

1.3 Cycle saisonnier des précipitation dans le bassin de l'Atlantique tropical Est, englobant le la région du Golfe de Guiné. Le linges de contour noirs représentent la Température de Surface de la Mer (SST). [D'après Materia et al. (2012)]. 26

1.4 Premières observations historiques des caractéristiques thermohalines des eaux superficielles du Golfe de Guinée : (a) SST et (b) SSS durant la campagne de l'OMGANGO du 10 octobre 1959 – ORSTOM. D'après Berrit and Donguy (1964). 27

1.5 (a) Climatologie moyenne annuelle de la SSS sur la période de période de 2002-2008, avec l'écart type saisonnier associé en (b) [D'après Da-Allada et al., 2013]. (c-1) nombre de points de données par grille de 1°x1° sur la période de 1977-2002 avec leur distribution spatiale du nombre de mois associés en (c-2) pour la climatologie de Reverdin et al., 2007. (d-1, d-2) même chose de que (c-1, c-2) pour pour la période de 2002-2008, en complément de la climatologie de Reverdin et al., 2007 [D'après Da-Allada et al. (2013)]. 28

1.6 Climatologie mensuelle moyenne de la distribution spatio-temporelle saisonnière de la SSS dans la régions du Golfe de Guinée : (a) avec la climatologie de Reverdin et al., 2007 (sur la période de 1977-2002) ; (b) avec les observations SSS SMOS sur la période de 2010-2012. [D'après Reul et al. (2014b)]. 30

1.7 Schéma de la circulation de surface et de subsurface dans le Golfe de Guinée. a) état moyen de la circulation (tiré et modifié de Lass and Mohrholz (2008)) ; b-c) structure schématique de la variabilité saisonnière de la circulation dans le Golfe de Guinée (D'après Kolodziejczyk (2008)). Les valeurs affichées entre crochets représentent des fourchettes de transport de masse d'eau (Sv) relié aux différents courants, que Kolodziejczyk (2008) a estimé à partir des observations. Les flèches en trait plein (tiret) représentent les courant de surface (subsurface) . EUC : Sous Courant Équatorial ; GC : Courant de Guinée ; GCUC : Sous Courant Congo-Gabonais ; nSEC : branche nord, eSEC : branche équatoriale et cSEC : branche centrale du Courant Équatorial Sud ; SECC : Contre-Courant Équatorial Sud ; SEUC : Sous-Courant Équatorial Sud. Le fond de couleur jaune représente les zone d'Upwelling équatorial et du bord Est dans le Golfe de Guinée (c'est-à-dire les lieux de présence de masses d'eau subtropicales salées). **Note** : les couleurs des flèches sont indifférentes aux types de courants de surface ou de subsurface. 33

1.8 Vue schématique zonale de la circulation moyenne de surface et subsurface dans l'océan Atlantique équatorial. le Contre Courant Nord Équatorial (NECC), le Courant Sud Équatorial (SEC), le Contre-Courant Sud-Équatorial (SECC), le Sous-Courant Équatorial (EUC), le Sous-Courant Nord-Équatorial (NEUC) et le Sous-Courant Sud-Équatorial (SEUC). D'après Peterson and Stramma (1991). 34

1.9 Sections méridiennes à 10.W (à gauche), 2,3°E (au centre) et à 6°E (à droite) de la vitesse zonale U (cm/s, en haut), de la salinité (pss, au milieu) et l'Oxygène dissous O_2 (µmol/kg, en bas) mesurés durant la campagne EGEE5 en 2007, dans l'Atlantique tropical Est. Les isopycnes 24.5, 26.2, 26.5 et 26.8 sont superposés en lignes de couleur blanche. [D'après Kolodziejczyk et al. (2014)]. 35

Liste des figures

2.1 À gauche : un exemple d'un TSG installé à bord d'un navire, équipé de capteurs de température et de conductivité de l'eau de mer. À droite : schéma du système complet d'installation d'un TSG à bord d'un navire (d'après Alory et al. (2015)). Ce système comprend : le TSG muni d'un assemblage de pompes d'entrée et de sortie d'eau avec système de contrôle de bulle d'air et de débitmètre, tous installés dans la salle des machines du navire (« ENGINE ROOM ») ; puis via une boîte de jonction (« Junction box »), connectée à un ordinateur d'acquisition des données (« Acquisition laptop ») et un système de transmission de données par satellite Inmarsat-C, tous installés dans la salle de contrôle du navire (« BRIDGE »). 38

2.2 Série temporelle de SSS mesurée par le TSG installé au à bord du navire Onyx, durant son parcours dans le Sud-Est du Golfe de Guinée sur la période de 06-08 juin 2016. . . 39

2.3 Schéma de la chaîne d'acquisition, de transmission et de traitement automatique des mesures de salinité et de température TSG. L'algorithme de traitement automatique est codé dans le langage informatique Perl. Image modifiée adaptée et adaptée du site web du Service d'Observation de la Salinité : `http://www.legos.obs-mip.fr/fr/share/soa/cgi/getobs/v0.2a/index.pl.cgi?contexte=SOA&donnees=TSG&suivi=TPS-REEL&env=NAVIRE&menu=DOC`. 41

2.4 À gauche : vue globale sans distinction des trajectoires des navires marchands et de recherche océanographique pour les mesures TSGs dans l'Atlantique Tropical sur la période de 2010-2019. À droite : vue agrandie des trajectoires dans le bassin du Golfe de Guinée. 42

2.5 Vue globale des positions de l'ensemble des flotteurs Argo actifs dans tous les océans du monde, au mois de juillet 2021. Chaque point colorié représente la nation de chaque pays impliqué dans le déploiement des flotteurs Argo. [image d'après : `https://argo.ucsd.edu/about/`]. 43

2.6 (a) coupe verticale d'un flotteur Argo avec ces différentes composantes ; (b) schéma de fonctionnement d'un cycle de mesures par un flotteur Argo dans l'océan : 1) Déploiement du flotteur Argo par un navire d'opportunité ; 2) descente du flotteur à la profondeur de dérive (ici 1000-m) ; 3) dérive du flotteur pendant 10 jours ; 4) descente du flotteur à la profondeur de profilage (ici 2000-m) ; 5) ascension du flotteur et mesure des propriétés thermohalines de l'océan ; 6) transmission des données par satellite et fin de cycle ; 7) début d'un nouveau cycle de mesures. À l'extrême droite de la figure se trouve un exemple de profil de température et de salinité obtenu pendant un cycle de mesure Argo (Images obtenues de : `https://argo.ucsd.edu/how-do-floats-work/`). 44

2.7 Distribution spatiale annuelle des positions des profils Argo sur la période de 2010-2017 dans le Golfe de Guinée : Chaque couleur de nouage de point détermine l'ensemble des profils Argo d'une année données. La courbe en couleur grise (vers 4°E et 5°S), indique la trajectoire des sites de profils T/S mesuré par le flotteur Argo WMO : 6 901 611. . . 45

2.8 Instrument de mesure CTD embarqué avec des capteurs d'oxygène dissout («Dissolved Oxygen»), de turbidité («Turbidity»), de Fluorescence («Chlorophyll Fluorescence») et de mesure d'activité de photosynthèse («Photosynthetically Active Radiation»). Image tirée de : https ://www.usgs.gov/media/images/water-quality-san-francisco-bay-ctd-instrument-package. 46

2.9 (a) Positions des stations hydrologiques CTD-02 durant les campagnes de recherche océanographique PIRATA FR 23 à 29 (avec indication du nombre de stations) dans l'Atlantique Tropical Est . (b) Indication du mois d'échantillonnage des profils CTD PIRATA FR 23-29 dans la région du Golfe de Guinée. Ces campagnes couvrent la période de 2013-2019. 47

2.10 Champ global de la salinité du produit in situ ISAS climatologie moyenne de 2002-2015, à 1-m de profondeur. 48

2.11 a) Image artistique du satellite SMOS [Kerr et al., 2010] - (b) champ de la SSS globale, dérivée des mesures du satellite SMOS - 12/09/2017. 50

2.12 Nombre de jours d'observation de dériveurs par degré carré pour la période comprise entre février 1979 et juin 2015, compte tenu des données obtenues à partir des régimes d'échantillonnage. Les zones blanches dans le Golfe de Guinée sont des zones non échantillonnées par les Drifters. [D'après Laurindo et al. (2017)]. 54

2.13 Densité de nombre de points de données Argo (de la surface à ~ 2000m) par grille de résolution 3°x3° à l'échelle globale sur la période de 2000-2019. Le cadran de boîte en noir indique la région du Golfe de Guinée. 55

2.14 Exemple de quelques types d'ADCP à géométries différentes avec (a) -2, (b-c)-3, (d)-4 faisceaux ou « beams » de transducteurs, émetteur-récepteur de signal acoustique (en forme de disque disposé à 20°-25° relativement à l'axe central de l'ADCP), permettant l'estimation de la vitesse des parcelles de masses dans la colonne d'eau. (e) schéma du faisceau ultrasonique du sonar de la subdivision de la colonne d'eau en cellules de masse de la colonne d'eau, dénommées « bins » [D'après Joseph (2014)]. 56

2.15 a) Schéma de l'état de la stratification de la colonne d'eau au cours d'une expérience de processus de diffusion de doigt de sel. Les flux nets sont représentés par des flèches. (b) diagramme indiquant l'interface des structures de doigt de sel entre les couches mélangées. (c) Vue du processus du doigt de sel montrant le mécanisme de l'instabilité de la colonne d'eau. (d) Schéma de l'état de la stratification de la colonne d'eau au cours d'une expérience de diffusion convective à l'interface de couches mélangées. (e) Diagramme du réservoir de l'expérience, montrant les couches de convection et d'interface de diffusion.[D'après Ruddick & Gargett, 2003]. (f) récapitulatif des caractéristiques de l'angle de Turner.[D'après You (2002)]. 62

2.16 Exemples de schémas de détection de la couche mélangée, avec des profils CTD PIRATA : (a) FR29 (15/03/2019) et (b) FR26 (01/04/2016). Le point vert représente la MLD estimée avec notre méthode tandis que le point rouge indique la MLD basé sur la méthode de de Boyer Montégut et al., 2004. 65

2.17 Exemple de schéma de détection de la couche de mélange, avec un profil de CTD PIRATA FR29 (15/03/2019). Le point vert représente la ILD estimée avec notre méthode tandis le rouge est basé sur la méthode de de Boyer Montégut et al., 2004. 66

2.18 Exemple d'un schéma structurel de profil de température avec inversion de température. [D'après Ueno and Yasuda, 2005]. 67

2.19 (a) Section verticale zonale dans la colonne d'eau, avec la haute pression à l'Est et la basse pression à l'Ouest : on observe un gradient de pression de l'Est à l'Ouest. (b) vue en surface du flux géostrophique dérivant à droite de la force de gradient de pression sous l'effet de la force de Coriolis [D'après Evelyn et al., 2001]. 68

2.20 (a) schéma de la spirale d'Ekman dans l'hémisphère Nord ; (b) vue horizontale de la direction structurelle du courant d'Ekman en surface et de celle du transport moyen d'Ekman dans la couche limite de surface. [D'après Sophie BELKATIR via `https://www.emse.fr/`. 70

2.21 Effet du courant d'Ekman sur le transport de masse autour et sous les centres de vents cyclonique et anticyclonique dans l'hémisphère Nord. [D'après Sophie BELKATIR via `https://www.emse.fr/` 71

3.1 Map of the temporal mean SSS derived from (a) SMOS (2010–2017) and (b) ISAS (2010–2016). The bottom panels are the standard deviation of SSS seasonal cycle from (c) SMOS and (d) ISAS SSS in situ product. The solid black box and the dashed black box represent the Niger box (4°E–10°E and 0.5°N–6°N) and the Congo box (5°E–13°E and 3°S–9°S), respectively. Schematic distribution of the horizontal circulation is shown on (d) : the Guinea Current (GC) ; the northern (nSEC), equatorial (eSEC), central (cSEC), southern South Equatorial Current (sSEC) ; the Equatorial Undercurrent (EUC) ; the Angola Current (AC) ; the South Equatorial Countercurrent (SECC) and Angola Benguela Frontal zone (ABF) (see Hopkins et al. (2013); Lass and Mohrholz (2008); Talley et al. (2011)). ISAS SSS are provided by the Coriolis center via the Copernicus website (`http://www.coriolis.eu.org`) (Gaillard et al. (2016)). SMOS, Soil Moisture and Ocean Salinity ; SSS, Sea Surface Salinity. 79

3.2 (a) History of Argo float and CTD PIRATA FR profiles from 2010 to 2017 in the Gulf of Guinea ; (b) Spatial distribution of the profiles per month ; (c) VOS (ONYX, NOKWANDA, and POURQUOI PAS ?) trajectories for TSG SSS measurements and PIRATA (LE SUROIT and THALASSA) cruises in the GG. CTD, Conductivity Temperature Depth ; GG, Gulf of Guinea ; SSS, Sea Surface Salinity. 81

3.3 The 2010–2017 averaged seasonal cycle of precipitation rate (red curve ; m^3/s) and rivers runoff (blue curve ; m^3/s) integrated over the Niger box (top panel) and Congo box (bottom panel). The boxes are those defined in Figure 3.1c. 85

3.4 The 2010–2017 averaged monthly maps of SMOS SSS in the Gulf of Guinea. The black solid contours indicate the isohaline 34.5 pss, chosen to follow the freshwater surface spreading. The superimposed arrows (cm/s) represent the surface currents from GEKCO. SSS, Sea Surface Salinity. 87

3.5 The 2010–2017 monthly mean maps of E-P (Evaporation minus Precipitation) balance in the GG (color shading). Green lines represent the isohaline 34.5 pss (delimitation of freshwater plumes areas from the coast to the open ocean ; as shown in Figure 3.4). Arrows indicate the mean monthly climatological winds speed (m/s) at a 10-m level above the sea surface in the GG. GG, Gulf of Guinea. 88

3.6 (a) SMOS SSS climatology for May with black thick rectangles showing the two spatial domains including GG's major freshwater plumes maximum westward extension. The thin black curve represents the 34.5 pss isohaline. (b) SSS time-longitude diagram in the northern box of the GG, that is, the Niger River plume region (0°N–6°N and 10°W–10°E) ; (c) SSS time-longitude diagram for the Congo River plume region (10°S–3°S and 0°E–13°E). Gray and white contours in (b) and (c) represent isohalines at 34.5 and 35 pss, respectively. The zonal currents amplitude derived from OSCAR product are given by black contours : solid and dashed lines show eastward and westward currents, respectively. Contour levels are given in unit of cm/s. (d) and (e) time-longitude diagrams of E-P flux (mm/day) in both Niger and Congo plume regions, where black contours correspond to SSS. The extreme left panel represents the rivers runoff seasonal cycle : Niger River (top left panel) and Congo River (bottom left panel). GG, Gulf of Guinea ; SMOS, Soil Moisture and Ocean Salinity ; SSS, Sea Surface Salinity. 91

3.7 (a) Seasonal cycle of SSS averaged in the Congo box (see Figure 1c), from SMOS SSS (red curve) ; (b) Seasonal cycle of each term of near-surface salinity (MLS) budget in the Congo River plume : individual contributions to salinity tendency (solid black) of : Freshwater flux (purple), Entrainment (green), Horizontal diffusion (dashed cyan), Zonal advection (solid blue), Meridional advection (dashed blue), and Residues (dashed black). Terms are plotted with their sign according to the right side of Equation (3.1). The colored bands represent the standard deviations for zonal advection (light blue) and residue term (gray) associated with the spread of DRIFTER, OSCAR, GEKCO, and ANDRO surface currents computation. Note. All diagnostic terms are estimated by using the OSCAR current product. MLS, mixed layer salinity ; SMOS, Soil Moisture and Ocean Salinity ; SSS, Sea Surface Salinity. 92

3.8 Same as in Figure 3.7 but for the Niger freshwater plume region—northeastern most part of GG (Niger box, Figure 3.1c). Note. There is a scale difference between Y–axis in Figures 3.7 and 3.8. GG, Gulf of Guinea. 94

3.9 Diagnostic of SSS : (a, b) Zonal and Meridional advection ; (c, d) Residues ; and (e, f) contribution of Geostrophic and Ekman currents advection from GEKCO currents in Congo (right panels, Congo box) and Niger (left panels, Niger box) rivers plumes area from DRIFTER, GEKCO, OSCAR and ANDRO currents. (g, h) Associated standard deviation of zonal and Meridional advection, and Residues, computed from DRIFTER, GEKCO, OSCAR, and ANDRO products. Note. OSCAR currents product is mainly used for the salinity budget (presented in previous sections) because of the low amplitude (close to zero) found for the negative values of residual term, both in the Niger and Congo boxes. The vertical light-blue shaded patches correspond to the period of low SSS over which the largest differences are observed between the residuals terms and horizontal advection terms computed from various products : September–March off Congo and September-November in the Niger freshwater plume region. SSS, Sea Surface Salinity. . 95

3.10 Zonal section of (a) meridional and (b) zonal S-ADCP currents velocities from PIRATA FR27 cruise (March 2017) off Congo. (c) Map of SSS on March 20, 2017 along with the transect of ADCP currents measurement (red line). (d) Zonal section of salinity off Congo from PIRATA FR27. The white points in (c) and the vertical white dashed lines in (d) represent the positions of CTD profiles. The black contours represent the isohaline 34.5 pss. The representative depth of 30 m for the OSCAR and GEKCO currents is indicated (dashed magenta boxes). CTD, Conductivity Temperature Depth ; SSS, Sea Surface Salinity. 96

3.11 Scatter diagrams between SMOS and in situ SSS measurements : TSG SSS (a) and Argo & CTD salinity at 5-m depth (b) from 2010 to 2017 in the Gulf of Guinea ; Figure (c) represents the SMOS SSS bias referred to in situ data, ΔSSS = SSS SMOS – SSS in situ as function of distance from the coast (colored dots). The color bar displays the associated SMOS SSS measurement. The likely landmass RFI contamination zone is shown with light red band and the maximum extension of freshwater plumes from the coast, in the light gray color band (at least 800 km from the coast to open ocean). The isobath 10 m is used as coastline for distance calculation. The mean value displayed on (a) and (b) are the averages of ΔSSS. CTD, Conductivity Temperature Depth ; SMOS, Soil Moisture and Ocean Salinity ; SSS, Sea Surface Salinity. 102

3.12 Errors estimated for each term int Equation 1 : in the Niger box (top panel) and in the Congo box (bottom panel). 104

3.13 Ratio of standard deviation of the seasonal variability over the inter-annual variability of SSS. In the eastern Gulf of Guinea, the SMOS SSS variability is rather dominated by the seasonal time scale variability of about 1.4-2 pss than the inter-annual time scale variability. However, the interannual SSS variability is not much negligible off Congo. . 105

3.14 Sampling data points density for Andro and Drifter currents in the Gulf of Guinea. . . 106

3.15 Time-longitude diagrams of zonal Ekman-driven currents (shaded color, cm/s) in Congo freshwater plume region, where black contours correspond to SSS (same as in Figures 3.6e in the main article). 106

3.16 Time-longitude diagrams of zonal Ekman-driven currents (shaded color, cm/s) in Niger freshwater plume region, where black contour correspond to SSS (same as in Figures 3.6d in the main article). 107

3.17 Absolute mean contribution of each term of the MLS budget a) in the Niger box and b) in the Congo box (same as in the Figures 9 and 10 in the main article), over NSTP (Negative Salinity trends Period, August-November for Niger box and October-September for Congo box) and PSTP (Positive Salinity Trends Period, December-July for Niger box and April-July). 107

3.18 Angular deviation between ADCP currents averaged over the depth of 30-m (from PIRATA FR27) and OSCAR (top panel) and GEKCO (bottom panel) products. Arrows are currents directions : black for OSCAR and GEKCO and red for ADCP currents. Colorous dots represent the associated angular values. SSS contours are shown : black contours for freshwater plumes and magenta contours for outside of plumes. 108

4.1 Carte instantanée de la SSS (SSS CCI) au large de Congo montrant l'étendue de la zone d'influence du panache du fleuve Congo observée le 02/04/2016. 110

4.2 Profils de (a) : Température potentielle (rouge), Salinité (bleu), densité potentielle (noir) ; (b) contribution distincte de la salinité (bleu) et de la Température (rouge) à la stratification en densité de la colonne d'eau : fréquence de Brunt-Väisälä. (c) la courbe magenta représente le ratio de densité tandis que la courbe en points coloriés représente l'Angle de Turner caractéristique de la colonne d'eau. (d) et (e) sont les champs de la SSS et de la SST correspondant aux profils (a)-(b)-(c). La localisation géographique des profils est indiquée par l'étoile marquée sur (d)-(e). Ces profils sont de la campagne PIRATA FR26, station CTD n°49 du 02/04/2016. 112

4.3 Même notation que pour la figure 4.2. Sur les panels (a-b-c), la base de la couche de mélange de surface : ligne noire en trait discontinu ; base de l'interface de température et de salinité : ligne verte en trait discontinu ; base de la couche isotherme de subsurface : ligne bleue cyan en trait continu. Ces profils sont de la campagne PIRATA FR26, station CTD n°44 du 01/04/2016. 114

4.4 Même notation que pour la figure 4.3. Sur les panels (a-b-c), la base de la couche de mélange de surface : ligne noire en trait discontinu ; base de l'interface de température et de la salinité : ligne verte en trait discontinu ; la base de la couche isotherme de subsurface : ligne bleue cyan en trait continu. Ces profils sont de la campagne PIRATA FR26, station CTD n°43 du 31/03/2016. 116

4.5 Même notation que celle dans la figure 4.3. Sur les panels (a-b-c), base de la couche de mélange de surface : ligne noire en trait discontinu ; base de l'interface de température et de la salinité : ligne verte en trait discontinu ; base de la couche isotherme de subsurface : ligne bleue cyan en trait continu. Ces profils sont de la campagne PIRATA FR26, station CTD n°42 du 31/03/2016. 118

4.6 Même notation que celle dans la figure 4.3. Sur les panels (a-b-c), base de la couche de mélange de surface : ligne noire en trait discontinu ; base de la couche isotherme de subsurface : ligne rouge en trait discontinu. Ces profils sont de la campagne PIRATA FR29, station CTD n°42 du 16/03/2019. 119

4.7 Profils type de stratification thermohaline en zone hors panache : zone loin des influence des flux de masse d'eau douce du fleuve Congo. (a) profils de densité potentielle. Les points en couleur mauve délimitent la profondeur de la couche de mélange associée à chaque profil ; (b) Profils verticaux des contributions des gradients de température (en rouge) et salinité (en bleue) à la stratification en densité. Ces profils sont issus de flotteurs Argo du mois de mars 2016, peu avant les mesures des profils CTD de la campagne PIRATA FR26 de mars-avril 2016 (majoritairement exploités pour l'observation des structure de stratification en « marche d'escalier »). 122

4.8 (a) Carte instantanée de la SSS CCI au large du Congo à la date de 31/03/2016 avec les concours isohaline 34,5 pss (en noir) 33,5 pss (en magenta), caractérisant le flux d'eau de faible salinité du panache du fleuve Congo. Le transect formé de points noirs et d'étoile, représente les positions de profils (T/S) des sections verticales quasi-zonale (entre 31/03/2016 à 02/04/2016, PIRATA FR26) de salinité (b), de densité (c) et de température (d) au travers de la plume. Les positions des profils sont marquées par de petits losange noir sur les (b-c-d). En particulier, les deux étoiles de (a) et les deux losanges tachetés de points de couleur verte sur (b-c-d) représentent les position auxquelles les structures de stratification thermohaline multi-couches sont observées. 125

4.9 Sections verticales quasi-zonale (entre 31/03/2016 à 02/04/2016, PIRATA FR26) de la fréquence de Brunt-Väisälä : N^2 (a) avec les contributions respectives de la salinité N_S^2 en (b) et de la Température N_T^2 en (d). La section verticale de l'angle de Turner associé est représentée en (c). Les lignes de contours 0,3x$10^{-3}s^{-2}$ délimitent les zones de couche homogènes des zones plus stratifiées de la colonne d'eau. Ces sections verticales sont réalisées au travers de la plume du fleuve Congo, comme indiqué sur la figure précédente 4.15.a. Les contours $Tu = -45°$ délimitent les zones où la colonne d'eau est sujette à de la diffusion par convection tandis que ceux $Tu = 45°$ indiquent les zones où de potentiels processus de double-diffusion par doigt de sel («salt fingering») seraient actifs. Les points de losanges noir indiquent les positions des profils tandis que ceux tachetés de couleur verte représentent les points des profils caractérisés par des structures multicouche homogènes au large à plus de 300km de la côte dans la zone de fronts thermohalins. 126

4.10 Variation spatio-temporelle de la SSS CCI au large de Congo durant la période de 26-31 mars 2016. Les contours noirs représentent l'isohaline 34,5 pss permettant de suivre la distribution spatio-temporelle à grande échelle du panache du fleuve Congo. Les contours en magenta représentent l'isohaline 33,5 pss permettant de suivre la variabilité spatio-temporelle à petite échelle du panache. Les points noirs indiquent les positions des profils où les structures de stratification thermohaline en marches d'escalier sont observées. Les points noirs tachetés de points blancs distinguent la date d'observation des structure de marches d'escalier. Les flèches noires représentent le courant total de surface de la réanalyse GLORYS Mercator (cf. chap. 2). 128

4.11 Anomalie saisonnière de SSS durant la période de 26-31 mars 2016. La saison du printemps (mars-avril-mai) 2016 est la référence de saison de calcul d'anomalie effectué. Les contours de couleur magenta représentent l'isohaline de l'anomalie saisonnière de -0,3 pss. 129

4.12 Variabilité spatio-temporelle de la SST associée à la dynamique à grande échelle du panache du fleuve Congo durant la période de 26-31 mars 2016. 130

4.13 La décomposition de la circulation superficielle dans la région du Sud-Est du Golfe de Guinée : (a) courants Ekman induit par le vent de surface avec l'anomalie saisonnière de SSS en fond de couleur. Le courant d'Ekman est dérivé du courant absolu et le courant géostrophique de surface ; (b) courants géographiques dû aux gradients horizontaux de pression associés, avec l'anomalie saisonnière du niveau de la mer (SSHA) par rapport au géoïde en fond de couleur. Les courants géostrophiques sont estimés à partir de la SSHA. La saison du printemps (mars-avril-mai) 2016 est la référence de saison de calcul de SSHA ploté. Les courants d'Ekman de surface sont déduits du courant total de surface avec le courant géostrophique estimé. Les données de courant total et de SSHA sont issues des données de réanalyse GLORYS Mercator (cf. chap. 2). Les points verts et magenta représentent les positions des profils de stratification en marches d'escalier. . 132

4.14 (a) Profils verticaux de la vitesse absolue moyenne mesurée par L-ADCP (au 31 mars 2016) entre les deux points d'observation de la stratification de structures en marches d'escalier : les composantes zonale et méridienne sont représentées en couleur bleue et rouge respectivement. (b) anomalies saisonnières de la SSS en fond de couleur, superposées du courant total de surface (les données courants de surface proviennent de la réanalyse GLORYS Mercator, cf. chap.2). Les points en couleur verte représentent les positions des profils de stratification thermohaline en marches d'escalier à la date du 31 mars 2016 au cours de la campagne PIRATA FR26. 133

4.15 Profils verticaux des courants méridiens moyens aux points d'observation des structures de stratification en marche d'escalier au 31 mars 2016 (localisés aux points : 6°E-6°S et 7°E-6°S). En haut à gauche - en rouge : profil vertical de la vitesse absolue méridienne moyenne mesurée par L-ADCP avec l'incertitude associée en fond de couleur – en bleu (vert) : profils verticaux de la vitesse géostrophique méridienne moyenne estimée à partir des données hydrographiques de CTD-rosette (avec la méthode de hauteur dynamique). La profondeur de référence d'estimation de la vitesse géostrophique est 1000m. (a) Zoom des 80 premiers mètres de profondeur des profils en haut à gauche. (b) Profil vertical de la vitesse d'Ekman dérivée. Les vitesses méridiennes moyennes de surface sont représentées par les points : vitesse absolue ne rouge, vitesse géostrophique en vert et vitesse d'Ekman de surface en noir. (c) Profils verticaux de Température potentielle, de salinité et de densité potentielle localisés (6°S en 6°E) dans le front thermohalin de surface observé sur la figure 4.5. En haut à droite : anomalie saisonnière de la vitesse de vent de surface. Les points noirs tachetés de blanc représentent la localisation des profils de stratification en marches d'escalier. 134

4.16 Schéma synthétique du mécanisme de formation de la stratification thermohaline de structure en marches d'escalier. (A) état initial supposé de la colonne d'eau avec une couche mélangée de surface plus profonde, caractérisée par un flux de géographique ; (B) interaction entre les couches de flux d'Ekman de surface et géostrophique de subsurface due à la dynamique du front thermohalin de surface observée ; (C) Structuration de la stratification thermohaline en marche d'escalier, associée au processus de mélange turbulent induit par l'anomalie positive de vent de surface observée. 136

4.17 Distribution spatio-temporelle des précipitations au large du Congo. Les contours rouges représentent l'isohaline -0,5pss d'anomalie saisonnière de SSS durant la période de 26-31 mars 2016. La saison du printemps 2016 est la référence de saison de calcul d'anomalie effectué. 140

4.18 Distribution spatio-temporelle des précipitations au large du Congo. Les contours rouges représentent l'isohaline -0,5pss d'anomalie saisonnière de SSS durant la période de 26-31 mars 2016. La saison du printemps 2016 est la référence de saison de calcul d'anomalie effectué. 141

4.19 variations du courant total de surface dans la région du Sud-Est du Golfe de Guinée. La direction des courants est indiquée par les flèches noires. L'intensité des courants est indiquée en fond de couleur. On note que l'intensité maximale des courants de surface est localisée le long des côtes Gabon-Congo-Angola et vers le nord-ouest, et est associée aux masses d'eau douce du panache du fleuve Congo. Les données de courants sont issues des données de réanalyse GLORYS Mercator (cf. chap. 2). 142

4.20 Anomalies saisonnières de la vitesse de vent de surface durant la période de 26-31 mars 2016. Les point noirs indiquent les positions des profils de stratification de structures de marche d'escalier observées à la date du 31 mars 2016 durant la campagne PIRATA FR 26. On observe une anomalie positive de la vitesse de vent au 31 mars 2016, précédée d'un épisode d'anomalie quasi-nulle au 31 mars 2016. 143

4.21 Vitesse de pompage d'Eman associée aux variations spatio-temporelles de SSS et de SST. Les points verts représentent les positions des profils d'observation de structure thermohaline en marches d'escalier. 144

5.1 (a) Schéma de configuration des sections de l'expérience lagrangienne en mode "Backward" : boîte de largage de particules ("Starting box") carré rouge en traits discontinus ; sections d'interception à l'Est ("Congo mouth"), au Nord ("Cap-Lopez section"), à l'Ouest ("Western Section") et au Sud ("Southern Section"). Les flèches indiquent les chemins possibles des particules. Les points noirs tachetés de blanc à l'intérieur de la "Starting Box" représentent les positions des profils de stratification thermohaline de structure de marche d'escalier. Le point bleu à la côte indique l'embouchure du fleuve Congo. (b) Les profils de densité en marches d'escalier observés à la date du 31 mars 2016, au large du Congo : 6°E-7°E et 6°S, dans le chapitre précédent (cf. chap. 4, figures 4.3 et 4.4). 148

5.2 Bilan des particules d'eau et transport de volume de masse d'eau associé. Les valeurs indiquées autour des flèches, représentent le nombre de particules (« part ») ayant intercepté chaque section et le transport de volume d'eau équivalent (mis en crochet). Les valeurs indiquées couleur verte sont pour les particules qui ont eu des trajectoires de détours dans la « Starting box » (« Meander Particles ». 150

5.3 Profondeurs initiales et finales des particules de masse d'eau, de la boîte de départ de l'expérience "Forward" aux sections d'interceptions : "Western section" en (a), "Cap-Lopez section" en (b) et "Congo mouth" en (c). Les âges des particules (durée de parcours) sont représentés en (d), (e) et (f) pour les section "Western section", "Cap-Lopez section" et "Congo mouth" respectivement. 151

5.4 Trajectoires des particules de la la boîte de départ "Starting box" à leur section d'interception : (a) pour "Cap-Lopez section", (b) pour "Western section" et (c) pour "Congo mouth". Les trajectoires des particules qui ont eut des trajets de retour dans la boîte de départ, ne sont pas représentées. 153

5.5 Variations de salinité des particules de masse d'eau le long de leur trajectoire : de la boîte de départ « Starting box » aux sections d'interception (a) "Cap-Lopez section", (b) "Western section", et (c) "Congo mouth". 155

5.6 Variations de température des particules de masse d'eau le long de leur trajectoire : de la boîte de départ « Starting box » aux sections d'interception (a) "Cap-Lopez section", (b) "Western section", et (c) "Congo mouth". 156

5.7 Diagramme T/S des particules de masse d'eau le long de leur trajectoire : de la boîte de départ "Starting box" aux sections d'interceptions (a) ("Cap-Lopez section", (b) "Western section", et (c) "Congo mouth". 157

5.8 (a) Champ moyen de SSS SMOS sur la période de 2010-2017, (b) Variations interannuelles de la SSS au large du Congo, (c) anomalie interannuelle de la SSS, (d) du bilan E-P et (e) des décharges du fleuve Congo, dans la boîte en cadrée sur (a). 166

5.9 Proposition de système d'observation du panache du fleuve Congo. À gauche : carte de la bathymétrie dans le Golfe de Guinée. Le point rouge (0°-3°W) représente le seul Mouillage de PIRATA FR existant à nos jour. Les points noirs 6°E-3°S, 6°E-6°S, 9°E-6°S, 6°E-9°S et 3°E-6°S présentent les nouvels emplacement de Mouillage/Bouée que nous suggérons afin de mieux étudier le panache du fleuve Congo dans la région du Golfe de Guinée. À droite, une carte instantanée de la SSS CCI dans la région du Sud-Est du Golfe de Guinée. 167

LISTE DES TABLEAUX

2.1 Comparaison des composantes zonale (u) et méridienne (v) des courants GEKCO avec les données d'observation in situ ADCP : N est le nombre de points de données de comparaison, SD = STD ; la corrélation est avec un pourcentage de l'ordre de 95% ; ALT = Bassin de l'Atlantique [extrait de Sudre et al. (2013)]. 54

2.2 Résumé des caractéristiques des données S-ADCP et L-ADCP utilisées par la suite. 57

2.3 Exemples de critères utilisés pour l'estimation de la MLD avec des critères de variation de température (ΔT) et de densité potentielle ($\Delta\sigma_\theta$) relativement à une profondeur de référence (Z_{ref}). Les types de profils utilisés sont : "ind" pour de profils individuels, "ave" pour des profils mensuels moyens. Le type de choix est aussi mentionné. [D'après de Boyer Montégut et al. (2004)]. 64

BIBLIOGRAPHIE

Akhil, V. P., and Coauthors, 2016 : Assessment of seasonal and year-to-year surface salinity signals retrieved from SMOS and Aquarius missions in the Bay of Bengal. *International Journal of Remote Sensing*, **37 (5)**, 1089–1114, doi :10.1080/01431161.2016.1145362, URL http://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/01431161.2016.1145362.

Alory, G., C. Maes, T. Delcroix, N. Reul, and S. Illig, 2012 : Seasonal dynamics of sea surface salinity off Panama : The far Eastern Pacific Fresh Pool. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **117 (C4)**, n/a–n/a, doi :10.1029/2011JC007802, URL http://doi.wiley.com/10.1029/2011JC007802.

Alory, G., and Coauthors, 2015 : The French contribution to the voluntary observing ships network of sea surface salinity. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, **105 (11)**, 1–18, doi :10.1016/j.dsr.2015.08.005, URL http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2015.08.005https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0967063715001417.

Antonov, J., R. A. Locarnimi, T. P. Boyer, A. V. Mishonov, and H. E. Garcia, 2006 : World Ocean Atlas 2005 Volume 2 : Salinity. *S. Levitus, Ed. NOAA Atla NESDIS 62, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., Pp*, 182, URL http://www.nodc.noaa.gov/OC5/indprod.html.

Ardhuin, F., and Coauthors, 2019 : SKIM, a Candidate Satellite Mission Exploring Global Ocean Currents and Waves. *Frontiers in Marine Science*, **6 (APR)**, 1–8, doi :10.3389/fmars.2019.00209, URL https://www.frontiersin.org/article/10.3389/fmars.2019.00209/full.

Argo, 2020 : Argo float data and metadata from Global Data Assembly Centre (Argo GDAC) - Snapshot of Argo GDAC as of January, 8th 2016. URL http://doi.org/10.17882/42182#42349, doi :10.17882/42182.

Awo, F. M., G. Alory, C. Y. Da-Allada, T. Delcroix, J. Jouanno, E. Kestenare, and E. Baloïtcha, 2018 : Sea Surface Salinity Signature of the Tropical Atlantic Interannual Climatic Modes. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **123 (10)**, 7420–7437, doi :10.1029/2018JC013837, URL http://doi.wiley.com/10.1029/2018JC013837.

Bakun, A., 1978 : Guinea Current upwelling. *Nature*, **271 (5641)**, 147–150, doi :10.1038/271147a0, URL http://www.nature.com/articles/271147a0.

Balaguru, K., P. Chang, R. Saravanan, L. R. Leung, Z. Xu, M. Li, and J.-S. Hsieh, 2012 : Ocean barrier layers' effect on tropical cyclone intensification. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **109 (36)**, 14 343–14 347, doi :10.1073/pnas.1201364109, URL http://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1201364109.

Bentamy, A., and D. C. Fillon, 2012 : Gridded surface wind fields from Metop/ASCAT measurements. *International Journal of Remote Sensing*, **33 (6)**, 1729–1754, doi : 10.1080/01431161.2011.600348, URL https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/01431161.2011.600348https://archimer.ifremer.fr/doc/00043/15440/.

Berger, H., A. M. Treguier, N. Perenne, and C. Talandier, 2014 : Dynamical contribution to sea surface salinity variations in the eastern Gulf of Guinea based on numerical modelling. *Climate Dynamics*, **43 (11)**, 3105–3122, doi :10.1007/s00382-014-2195-4.

Berrit, G. R., and J.-R. Donguy, 1964 : La petite saison chaude en 1959 dans la région orientale du Golfe de Guinée. *Cahiers Océanographiques*, **16 (7-8)**, 657–684, URL http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_5/b_fdi_10-11/11929.pdf.

Boisvert, W. E., 1967 : *Major currents in the North and South Atlantic Oceans between 64°N and 60°S [by William E. Boisvert].* September, Naval Oceanographic Office„ Washington„ 112 pp., doi :10.5962/bhl.title.47773, URL http://www.archive.org/details/majorcurrentsinn00bhttp://www.biodiversitylibrary.org/bibliography/47773.

Bonou, F. K., 2011 : Analyse des conditions hydrologiques au nord du golfe de Guinée à partir de résultats d'une simulation numérique. Tech. rep., Chaire Internationale en Physique Mathèmatique et Applications, Abomey-Calavi. URL http://nodc-benin.odinafrica.org/benin2016/images/Benin_NODC/Documents/PROPAO/Rapport_M2/Rapport_2011/Rapport_Frederic_Bonnou.pdf.

Bosc, C., T. Delcroix, and C. Maes, 2009 : Barrier layer variability in the western Pacific warm pool from 2000 to 2007. *Journal of Geophysical Research*, **114 (C6)**, C06 023, doi :10.1029/2008JC005187, URL http://doi.wiley.com/10.1029/2008JC005187.

Bourlès, B., H. Gaëlle, R. Pierre, and G. Jacques, 2018 : French PIRATA cruises S-ADCP data. *SEANOE*, doi :10.17882/44635, URL https://doi.org/10.17882/44635.

Bourlès, B., Y. Gouriou, and R. Chuchla, 1999 : On the circulation in the upper layer of the western equatorial Atlantic. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **104 (C9)**, 21 151–21 170, doi :10.1029/1999jc900058.

Bourlès, B., P. Rousselot, G. Jacques, R. Fabrice, B. Celine, C. Remy, and Y. Gouriou, 2020 : French PIRATA cruises : CTD-O2 data. *SEANOE*, doi :10.17882/51534, URL https://doi.org/10.17882/51534.

Bourlès, B., and Coauthors, 2008 : THE PIRATA PROGRAM. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **89 (8)**, 1111–1126, doi :10.1175/2008BAMS2462.1, URL http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/2008BAMS2462.1.

Bourlès, B., and Coauthors, 2019 : PIRATA : A Sustained Observing System for Tropical Atlantic Climate Research and Forecasting. *Earth and Space Science*, **6 (4)**, 577–616, doi :10.1029/2018EA000428.

Boutin, J., N. Martin, N. Kolodziejczyk, and G. Reverdin, 2016 : Interannual anomalies of SMOS sea surface salinity. *Remote Sensing of Environment*, **180 (November 2009)**, 128–136, doi :10.1016/j.rse.2016.02.053, URL http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2016.02.053.

Boutin, J., N. Martin, G. Reverdin, X. Yin, and F. Gaillard, 2013 : Sea surface freshening inferred from SMOS and ARGO salinity : impact of rain. *Ocean Science*, **9 (1)**, 183–192, doi :10.5194/os-9-183-2013, URL https://os.copernicus.org/articles/9/183/2013/.

Boutin, J., N. Martin, X. Yin, J. Font, N. Reul, and P. Spurgeon, 2012 : First Assessment of SMOS Data Over Open Ocean : Part II—Sea Surface Salinity. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **50 (5)**, 1662–1675, doi :10.1109/TGRS.2012.2184546, URL http://ieeexplore.ieee.org/document/6161631/.

Boutin, J., and Coauthors, 2018 : New SMOS Sea Surface Salinity with reduced systematic errors and improved variability. *Remote Sensing of Environment*, **214 (August 2017)**, 115–134, doi :10.1016/j.rse.2018.05.022, URL https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.05.022.

Bower, A. S., and H. D. Hunt, 2000 : Lagrangian Observations of the Deep Western Boundary Current in the North Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **30 (5)**, 784–804, doi :10.1175/1520-0485(2000)030<0784:LOOTDW>2.0.CO;2, URL http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0485(2000)030%3C0784:LOOTDW%3E2.0.CO;2.

Boyer, T. P., and S. Levitus, 2002 : Harmonic analysis of climatological sea surface salinity. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **107 (C12)**, SRF 7–1–SRF 7–14, doi :10.1029/2001JC000829, URL http://doi.wiley.com/10.1029/2001JC000829.

Brando, V. E., and Coauthors, 2015 : High-resolution satellite turbidity and sea surface temperature observations of river plume interactions during a significant flood event. *Ocean Science*, **11 (6)**, 909–920, doi :10.5194/os-11-909-2015, URL https://os.copernicus.org/articles/11/909/2015/.

Brandt, P., and Coauthors, 2011 : Equatorial upper-ocean dynamics and their interaction with the West African monsoon. *Atmospheric Science Letters*, **12 (1)**, 24–30, doi : 10.1002/asl.287.

Brannigan, L., 2016 : Intense submesoscale upwelling in anticyclonic eddies. *Geophysical Research Letters*, **43 (7)**, 3360–3369, doi :10.1002/2016GL067926.

Breugem, W.-P., P. Chang, C. Jang, J. Mignot, and W. Hazeleger, 2008 : Barrier layers and tropical Atlantic SST biases in coupled GCMs. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, **60 (5)**, 885–897, doi :10.1111/j.1600-0870.2008.00343.x, URL https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1111/j.1600-0870.2008.00343.x.

Camara, I., N. Kolodziejczyk, J. Mignot, A. Lazar, and A. T. Gaye, 2015 : On the seasonal variations of salinity of the tropical Atlantic mixed layer. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **120 (6)**, 4441–4462, doi :10.1002/2015JC010865, URL https://www.ocean-sci.net/5/379/2009/https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015JC010865.

Chao, S.-Y., 1988 : Wind-Driven Motion of Estuarine Plumes. *Journal of Physical Oceanography*, **18 (8)**, 1144–1166, doi :10.1175/1520-0485(1988)018<1144:WDMOEP>2.0.CO;2, URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0485%281988%29018%3C1144%3AWDMOEP%3E2.0.CO%3B2.

Chao, Y., J. D. Farrara, G. Schumann, K. M. Andreadis, and D. Moller, 2015 : Sea surface salinity variability in response to the Congo river discharge. *Continental Shelf Research*, **99**, 35–45, doi :10.1016/j.csr.2015.03.005, URL http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2015.03.005.

Chuchla, R., 2001 : Traitement des données CTDO2 sonde Seabird SBE911+. Tech. rep., Institut ce Rercherche pour le Développement (IRD), Plouzané : IRD, 2001, 37 p. multigr. (Document Scientifique et Technique du Centre IRD de Bretagne ; 88). doi :fdi:010027233, URL https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers17-06/010027233.pdf.

Cole, S. T., C. Wortham, E. Kunze, and W. B. Owens, 2015 : Eddy stirring and horizontal diffusivity from Argo float observations : Geographic and depth variability. *Geophysical Research Letters*, **42 (10)**, 3989–3997, doi :10.1002/2015GL063827, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015GL063827.

Coles, V. J., M. T. Brooks, J. Hopkins, M. R. Stukel, P. L. Yager, and R. R. Hood, 2013 : The pathways and properties of the Amazon river plume in the tropical North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **118 (12)**, 6894–6913, doi : 10.1002/2013JC008981.

Constantin, S., D. Doxaran, and E. al., 2016 : Estimation of water turbidity and analysis of its spatio-temporal variability in the Danube River plume (Black Sea) using MODIS satellite data. *Continental Shelf Research*, **112**, 14–30, doi :10.1016/j.csr.2015.11.009, URL https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434315301047.

Cooper, J. W., and H. Stommel, 1968 : Regularly spaced steps in the main thermocline near Bermuda. *Journal of Geophysical Research*, **73 (18)**, 5849–5854, doi :10.1029/JB073i018p05849, URL http://doi.wiley.com/10.1029/JB073i018p05849.

Da-Allada, C. Y., G. Alory, Y. Du Penhoat, E. Kestenare, F. Durand, and N. M. Hounkonnou, 2013 : Seasonal mixed-layer salinity balance in the tropical Atlantic Ocean : Mean state and seasonal cycle. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **118 (1)**, 332–345, doi :10.1029/2012JC008357.

Da-Allada, C. Y., Y. du Penhoat, J. Jouanno, G. Alory, and N. M. Hounkonnou, 2014 : Modeled mixed-layer salinity balance in the Gulf of Guinea : seasonal and interannual variability. *Ocean Dynamics*, **64 (12)**, 1783–1802, doi :10.1007/s10236-014-0775-9, URL http://link.springer.com/10.1007/s10236-014-0775-9.

Da-Allada, C. Y., J. Jouanno, F. Gaillard, N. Kolodziejczyk, C. Maes, N. Reul, and B. Bourlès, 2017 : Importance of the Equatorial Undercurrent on the sea surface salinity in the eastern equatorial Atlantic in boreal spring. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **122 (1)**, 521–538, doi :10.1002/2016JC012342, URL http://doi.wiley.com/10.1002/2016JC012342http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/26213675.

Dai, A., 2016 : Historical and Future Changes in Streamflow and Continental Runoff : A Review. *Terrestrial Water Cycle and Climate Change : Natural and Human-Induced Impacts*, 17–37, doi :10.1002/9781118971772.ch2.

Dai, A., 2017 : CISL RDA : Dai and Trenberth Global River Flow and Continental Discharge Dataset. URL https://rda.ucar.edu/datasets/ds551.0.

Dai, A., and K. E. Trenberth, 2002 : Estimates of Freshwater Discharge from Continents : Latitudinal and Seasonal Variations. *Journal of Hydrometeorology*, **3 (6)**, 660–687, doi :10.1175/1525-7541(2002)003<0660:EOFDFC>2.0.CO;2, URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1525-7541%282002%29003%3C0660%3AEOFDFC%3E2.0.CO%3B2.

de Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, and D. Iudicone, 2004 : Mixed layer depth over the global ocean : An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research C : Oceans*, **109 (12)**, 1–20, doi : 10.1029/2004JC002378.

Dessier, A., and J. R. Donguy, 1994 : The sea surface salinity in the tropical Atlantic between 10°S and 30°N—seasonal and interannual variations (1977–1989). *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, **41 (1)**, 81–100, doi :10.1016/0967-0637(94)90027-2, URL https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0967063794900272.

DeVries, T., and F. Primeau, 2011 : Dynamically and Observationally Constrained Estimates of Water-Mass Distributions and Ages in the Global Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **41 (12)**, 2381–2401, doi :10.1175/JPO-D-10-05011.1, URL http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JPO-D-10-05011.1.

Diakhaté, M., G. de Coëtlogon, A. Lazar, M. Wade, and A. T. Gaye, 2016 : Intraseasonal variability of tropical Atlantic sea-surface temperature : air-sea interaction over upwelling fronts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **142 (694)**, 372–386, doi :10.1002/qj.2657, URL http://doi.wiley.com/10.1002/qj.2657.

Djakouré, S., P. Penven, B. Bourlès, V. Koné, and J. Veitch, 2017 : Respective Roles of the Guinea Current and Local Winds on the Coastal Upwelling in the Northern Gulf of Guinea. *Journal of Physical Oceanography*, **47 (6)**, 1367–1387, doi :10.1175/JPO-D-16-0126.1, URL https://journals.ametsoc.org/view/journals/phoc/47/6/jpo-d-16-0126.1.xml.

Djakouré, S., P. Penven, B. Bourlès, J. Veitch, and V. Koné, 2014 : Coastally trapped eddies in the north of the Gulf of Guinea. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **119 (10)**, 6805–6819, doi :10.1002/2014JC010243, URL http://doi.wiley.com/10.1002/2014JC010243.

Dogliotti, A., K. Ruddick, and R. Guerrero, 2016 : Seasonal and inter-annual turbidity variability in the Río de la Plata from 15 years of MODIS : El Niño dilution effect. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **182**, 27–39, doi :10.1016/j.ecss.2016.09.013, URL http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2016.09.013https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0272771416303729.

Doi, T., T. Tozuka, H. Sasaki, Y. Masumoto, and T. Yamagata, 2007 : Seasonal and Interannual Variations of Oceanic Conditions in the Angola Dome. *Journal of Physical Oceanography*, **37 (11)**, 2698–2713, doi :10.1175/2007JPO3552.1, URL http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/2007JPO3552.1.

Dossa, A. N., G. Alory, A. C. da Silva, A. M. Dahunsi, and A. Bertrand, 2021 : Global Analysis of Coastal Gradients of Sea Surface Salinity. *Remote Sensing*, **13 (13)**, 2507, doi :10.3390/rs13132507, URL https://www.mdpi.com/2072-4292/13/13/2507.

Dossa, A. N., C. Y. Da-Allada, G. Herbert, and B. Bourlès, 2019 : Seasonal cycle of the salinity barrier layer revealed in the northeastern Gulf of Guinea. *African Journal of Marine Science*, **41 (2)**, 163–175, doi :10.2989/1814232X.2019.1616612.

Durand, F., C. G. Piecuch, M. Becker, F. Papa, S. V. Raju, J. U. Khan, and R. M. Ponte, 2019 : Impact of Continental Freshwater Runoff on Coastal Sea Level. *Surveys in Geophysics*, **40 (6)**, 1437–1466, doi :10.1007/s10712-019-09536-w, URL https://doi.org/10.1007/s10712-019-09536-w.

Eisma, D., and J. Kalf, 1984 : DISPERSAL OF ZAIRE RIVER SUSPENDED MATTER IN THE ESTUARY AND THE ANGOLA BASIN. *Netherlands Journal of Sea Research*, **17 (2-4)**, 385–411, URL https://doi.org/10.1016/0077-7579(84)90057-7.

Eisma, D., and A. J. Van Bennekom, 1978 : THE ZAIRE RIVER AND ESTUARY AND THE ZAIRE OUTFLOW IN THE ATLANTIC OCEAN. *Netherlands Journal of Sea Research*, **12 (3-4 ; Decembre 1978)**, 255–272, URL https://doi.org/10.1016/0077-7579(78)90030-3.

Escorihuela, M. J., 2005 : Estimation de l'humidité du sol à partir de données radiométriques en bande-L : préparation de la mission SMOS. Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier - Toulouse III, doi :tel-00168766, URL https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00168766.

Falcini, F., and Coauthors, 2012 : Linking the historic 2011 Mississippi River flood to coastal wetland sedimentation. *Nature Geoscience*, **5 (11)**, 803–807, doi :10.1038/ngeo1615, URL http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1615http://www.nature.com/articles/ngeo1615.

Fine, R. A., 2011 : Observations of CFCs and SF 6 as Ocean Tracers. *Annual Review of Marine Science*, **3 (1)**, 173–195, doi :10.1146/annurev.marine.010908.163933, URL https://www.annualreviews.org/doi/10.1146/annurev.marine.010908.163933.

Foltz, G. R., S. A. Grodsky, J. A. Carton, and M. J. McPhaden, 2004 : Seasonal salt budget of the northwestern tropical Atlantic Ocean along 38°W. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **109 (C3)**, 1–13, doi :10.1029/2003JC002111, URL http://doi.wiley.com/10.1029/2003JC002111.

Foltz, G. R., and M. J. McPhaden, 2008 : Seasonal mixed layer salinity balance of the tropical North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **113 (2)**, 1–14, doi :10.1029/2007JC004178.

Foltz, G. R., and M. J. McPhaden, 2009 : Impact of barrier layer thickness on SST in the central tropical North Atlantic. *Journal of Climate*, **22 (2)**, 285–299, doi :10.1175/2008JCLI2308.1.

Font, J., and Coauthors, 2013 : SMOS first data analysis for sea surface salinity determination. *International Journal of Remote Sensing*, **34 (9-10)**, 3654–3670, doi : 10.1080/01431161.2012.716541, URL https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/01431161.2012.716541.

Fournier, S., B. Chapron, J. Salisbury, D. Vandemark, and N. Reul, 2015 : Comparison of spaceborne measurements of sea surface salinity and colored detrital matter in the Amazon plume. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **120 (5)**, 3177–3192, doi :10.1002/2014JC010109, URL http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2016.02.050https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425716300773.

Fournier, S., and T. Lee, 2021 : Seasonal and interannual variability of sea surface salinity near major river mouths of the world ocean inferred from gridded satellite and in-situ salinity products. *Remote Sensing*, **13 (4)**, 1–14, doi :10.3390/rs13040728.

Fournier, S., T. Lee, and M. M. Gierach, 2016 : Seasonal and interannual variations of sea surface salinity associated with the Mississippi River plume observed by SMOS and Aquarius. *Remote Sensing of Environment*, **180**, 431–439, doi :10.1016/j.rse.2016.02.050, URL http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2016.02.050https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425716300773.

Fournier, S., D. Vandemark, L. Gaultier, T. Lee, B. Jonsson, and M. M. Gierach, 2017a : Interannual Variation in Offshore Advection of Amazon-Orinoco Plume Waters : Observations, Forcing Mechanisms, and Impacts. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **122 (11)**, 8966–8982, doi :10.1002/2017JC013103.

Fournier, S., J. Vialard, M. Lengaigne, T. Lee, M. M. Gierach, and A. V. Chaitanya, 2017b : Modulation of the Ganges-Brahmaputra River Plume by the Indian Ocean Dipole and Eddies Inferred From Satellite Observations. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **122 (12)**, 9591–9604, doi :10.1002/2017JC013333.

Fu, W., J. T. Randerson, and J. K. Moore, 2016 : Climate change impacts on net primary production (NPP) and export production (EP) regulated by increasing stratification and phytoplankton community structure in the CMIP5 models. *Biogeosciences*, **13 (18)**, 5151–5170, doi :10.5194/bg-13-5151-2016, URL https://bg.copernicus.org/articles/13/5151/2016/.

Gaillard, F., E. Autret, V. Thierry, P. Galaup, C. Coatanoan, and T. Loubrieu, 2009 : Quality Control of Large Argo Datasets. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26 (2)**, 337–351, doi :10.1175/2008JTECHO552.1, URL http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/2008JTECHO552.1.

Gaillard, F., D. Diverres, S. Jacquin, Y. Gouriou, J. Grelet, M. Le Menn, J. Tassel, and G. Reverdin, 2015 : Sea surface temperature and salinity from French research vessels, 2001–2013. *Scientific Data*, **2 (1)**, 150 054, doi :10.1038/sdata.2015.54, URL http://www.nature.com/articles/sdata201554.

Gaillard, F., T. Reynaud, V. Thierry, N. Kolodziejczyk, and K. Von Schuckmann, 2016 : In situ-based reanalysis of the global ocean temperature and salinity with ISAS : Variability of the heat content and steric height. *Journal of Climate*, **29 (4)**, 1305–1323, doi :10.1175/JCLI-D-15-0028.1.

Gévaudan, M., J. Jouanno, F. Durand, G. Morvan, L. Renault, and G. Samson, 2021 : Influence of ocean salinity stratification on the tropical Atlantic Ocean surface. *Climate Dynamics*, **57 (1-2)**, 321–340, doi :10.1007/s00382-021-05713-z, URL https://doi.org/10.1007/s00382-021-05713-z.

Geyer, W., P. Hill, T. Milligan, and P. Traykovski, 2000 : The structure of the Eel River plume during floods. *Continental Shelf Research*, **20 (16)**, 2067–2093, doi :10.1016/S0278-4343(00)00063-7, URL https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434300000637.

Gordon, A. L., and K. T. Bosley, 1991 : Cyclonic gyre in the tropical South Atlantic. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, **38 (May 1973)**, S323–S343, doi :10.1016/S0198-0149(12)80015-X, URL http://dx.doi.org/10.1016/S0198-0149(12)80015-Xhttps://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S019801491280015X.

GOSUD, 2003 : GOSUD REAL-TIME QC, version 1.0 by Gosud data management team. Tech. rep. URL http://www.gosud.org/Documents/Reference-documents.

Grodsky, S. A., and Coauthors, 2012 : Haline hurricane wake in the Amazon/Orinoco plume : AQUARIUS/SACD and SMOS observations. *Geophysical Research Letters*, **39 (20)**, 4–11, doi :10.1029/2012GL053335.

Gu, G., and R. F. Adler, 2004 : Seasonal Evolution and Variability Associated with the West African Monsoon System. *Journal of Climate*, **17 (17)**, 3364–3377, doi :10.1175/1520-0442(2004)017<3364:SEAVAW>2.0.CO;2, URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442%282004%29017%3C3364%3ASEAVAW%3E2.0.CO%3B2.

Haine, T. W. N., and T. M. Hall, 2002 : A Generalized Transport Theory : Water-Mass Composition and Age. *Journal of Physical Oceanography*, **32 (6)**, 1932–1946, doi :10.1175/1520-0485(2002)032<1932:AGTTWM>2.0.CO;2, URL http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0485(2002)032%3C1932:AGTTWM%3E2.0.CO;2.

Hénin, C., and J. Grelet, 1996 : A merchant ship thermo-salinograph network in the Pacific Ocean. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, **43 (11-12)**, 1833–1855, doi :10.1016/S0967-0637(96)00084-2, URL https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0967063796000842.

Hénin, C., and P. Hisard, 1987 : The North Equatorial Countercurrent observed during the Programme Francais Ocean Climat dans l'Atlantique Equatorial experiment in the Atlantic ocean, July 1982 to August 1984. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **92 (C4)**, 3751–3758, doi :10.1029/JC092iC04p03751.

Henocq, C., J. Boutin, G. Reverdin, F. Petitcolin, S. Arnault, and P. Lattes, 2010 : Vertical Variability of Near-Surface Salinity in the Tropics : Consequences for L-Band Radiometer Calibration and Validation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **27 (1)**, 192–209, doi :10.1175/2009JTECHO670.1, URL http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/2009JTECHO670.1.

Hisard, P., and A. Morlière, 1973 : La terminaison du contre-courant équatorial subsuperficiel Atlantique (courant de Lomonosov) dans le Golfe de Guinée. *Cahiers ORSTOM Series . . .*, **XI (4)**, 455–464, URL http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/cahiers/oceanographie/19669.pdf.

Hopkins, J., M. Lucas, C. Dufau, M. Sutton, J. Stum, O. Lauret, and C. Channelliere, 2013 : Detection and variability of the Congo River plume from satellite derived sea surface temperature, salinity, ocean colour and sea level. *Remote Sensing of Environment*, **139**, 365–385, doi :10.1016/j.rse.2013.08.015, URL http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.015.

Horner-Devine, A. R., R. D. Hetland, and D. G. MacDonald, 2015 : Mixing and Transport in Coastal River Plumes. *Annual Review of Fluid Mechanics*, **47 (1)**, 569–594, doi :10.1146/annurev-fluid-010313-141408, URL http://www.annualreviews.org/doi/10.1146/annurev-fluid-010313-141408.

Houndegnonto, O. J., N. Kolodziejczyk, C. Maes, B. Bourlès, C. Y. Da-Allada, and N. Reul, 2021 : Seasonal Variability of Freshwater Plumes in the Eastern Gulf of Guinea as Inferred From Satellite Measurements. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **126 (5)**, 1–27, doi :10.1029/2020JC017041, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2020JC017041.

IOC, SCOR, and IAPSO, 2010 : The International Thermodynamic Equation of Seawater –2010 : Calculation and use of thermodynamic properties. *Oceaographci Comission Manuals and Guidees*, **26**, 220 pp., URL http://www.teos-10.org/pubs/TEOS-10_Manual.pdf.

IPCC, 2013 : *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, 215–325 pp., doi :10.1017/CBO9781107415324, URL https://www.researchgate.net/profile/Abha_Chhabra2/publication/271702872_Carbon_and_Other_Biogeochemical_Cycles/links/54cf9ce80cf24601c094a45e/Carbon-and-Other-Biogeochemical-Cycles.pdfhttp://ebooks.cambridge.org/ref/id/CBO9781107415324.

J. McDougall, T., 1983 : Greenland sea bottom water formation : a balance between advection and double-diffusion. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, **30 (11)**, 1109–1117, doi :10.1016/0198-0149(83)90090-0, URL https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0198014983900900.

Johnson, G. C., 2006 : Generation and Initial Evolution of a Mode Water θ–S Anomaly. *Journal of Physical Oceanography*, **36 (4)**, 739–751, doi :10.1175/JPO2895.1, URL http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JPO2895.1.

Joseph, A., 2014 : *Measuring Ocean Currents*. Elsevier, 1–426 pp., doi :10.1016/C2011-0-05833-7, URL https://www.elsevier.com/books/measuring-ocean-currents/joseph/978-0-12-415990-7https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/C20110058337.

Joyce, T. M., 1994 : Introduction To the Collection of Expert Reports Compiled for the WHP Programme. *WHP Operations and Methods - July 1991*, URL https://cchdo.github.io/hdo-assets/documentation/manuals/pdf/91_1/introjoy.pdf.

Kang, Y., D. Pan, Y. Bai, X. He, X. Chen, C. T. A. Chen, and D. Wang, 2013 : Areas of the global major river plumes. *Acta Oceanologica Sinica*, **32 (1)**, 79–88, doi :10.1007/s13131-013-0269-5.

Katsura, S., E. Oka, and K. Sato, 2015 : Formation Mechanism of Barrier Layer in the Subtropical Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, **45 (11)**, 2790–2805, doi :10.1175/JPO-D-15-0028.1, URL https://journals.ametsoc.org/jpo/article/45/11/2790/12391/Formation-Mechanism-of-Barrier-Layer-in-the.

Katsura, S., and J. Sprintall, 2020 : Seasonality and Formation of Barrier Layers and Associated Temperature Inversions in the Eastern Tropical North Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, **50 (3)**, 791–808, doi :10.1175/JPO-D-19-0194.1, URL https://journals.ametsoc.org/jpo/article/50/3/791/344946/Seasonality-and-Formation-of-Barrier-Layers-and.

Kerr, Y. H., and Coauthors, 2010 : The SMOS Mission : New Tool for Monitoring Key Elements ofthe Global Water Cycle. *Proceedings of the IEEE*, **98 (5)**, 666–687, doi :10.1109/JPROC.2010.2043032, URL http://ieeexplore.ieee.org/document/5446359/https://hal.ird.fr/ird-00494925.

Klein, P., B. L. Hua, G. Lapeyre, X. Capet, S. Le Gentil, and H. Sasaki, 2008 : Upper Ocean Turbulence from High-Resolution 3D Simulations. *Journal of Physical Oceanography*, **38 (8)**, 1748–1763, doi :10.1175/2007JPO3773.1, URL http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/2007JPO3773.1.

Köhler, J., N. Serra, F. O. Bryan, B. K. Johnson, and D. Stammer, 2018 : Mechanisms of Mixed-Layer Salinity Seasonal Variability in the Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **123 (1)**, 466–496, doi :10.1002/2017JC013640, URL http://doi.wiley.com/10.1002/2017JC013640.

Kolodziejczyk, N., 2008 : Analyse de la circulation de subsurface et de sa variabilité dans le Golfe de Guinée. Ph.D. thesis, Université de Bretagne Occidentale (UBO), Brest, France., 1–257 pp., URL http://www.theses.fr/2008BRES2020.

Kolodziejczyk, N., P.-m. Annaig, and G. Fabienne, 2017 : ISAS15 temperature and salinity gridded fields. *SEANOE*, doi :10.17882/52367.

Kolodziejczyk, N., B. Bourlès, F. Marin, J. Grelet, and R. Chuchla, 2009 : Seasonal variability of the equatorial undercurrent at 10°W as inferred from recent in situ observations. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **114 (6)**, 1–16, doi :10.1029/2008JC004976.

Kolodziejczyk, N., J. Boutin, J.-L. Vergely, S. Marchand, N. Martin, and G. Reverdin, 2016 : Mitigation of systematic errors in SMOS sea surface salinity. *Remote Sensing of Environment*, **180 (7)**, 164–177, doi :10.1016/j.rse.2016.02.061, URL http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2016.02.061https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425716300906.

Kolodziejczyk, N., and F. Gaillard, 2013 : Variability of the Heat and Salt Budget in the Subtropical Southeastern Pacific Mixed Layer between 2004 and 2010 : Spice Injection Mechanism. *Journal of Physical Oceanography*, **43 (9)**, 1880–1898, doi :10.1175/JPO-D-13-04.1, URL http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JPO-D-13-04.1.

Kolodziejczyk, N., F. Marin, B. Bourlès, Y. Gouriou, and H. Berger, 2014 : Seasonal variability of the equatorial undercurrent termination and associated salinity maximum in the Gulf of Guinea. *Climate Dynamics*, **43 (11)**, 3025–3046, doi :10.1007/s00382-014-2107-7, URL http://link.springer.com/10.1007/s00382-014-2107-7.

Kolodziejczyk, N., G. Reverdin, and A. Lazar, 2015 : Interannual Variability of the Mixed Layer Winter Convection and Spice Injection in the Eastern Subtropical North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, **45 (2)**, 504–525, doi :10.1175/JPO-D-14-0042.1, URL https://journals.ametsoc.org/view/journals/phoc/45/2/jpo-d-14-0042.1.xml.

Kolodziejczyk, N., and Coauthors, 2020 : Sea Surface Salinity from French RESearcH Vessels Delayed mode dataset, annual release. *SEANOE*, doi :10.17882/39475, URL https://doi.org/10.17882/39475.

Kopte, R., 2016 : The Angola Current : Flow and hydrographic characteristics as observed at 11°S. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **122**, 1–15, doi :10.1002/2016JC012335, arXiv:1402.6991v1.

Lagerloef, G. S. E., 2002 : Introduction to the special section : The role of surface salinity on upper ocean dynamics, air-sea interaction and climate. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **107 (C12)**, SRF 1–1–SRF 1–2, doi :10.1029/2002JC001669, URL http://doi.wiley.com/10.1029/2002JC001669.

Lagerloef, G. S. E., G. T. Mitchum, R. B. Lukas, and P. P. Niiler, 1999 : Tropical Pacific near-surface currents estimated from altimeter, wind, and drifter data. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **104 (C10)**, 23 313–23 326, doi :10.1029/1999JC900197, URL http://doi.wiley.com/10.1029/1999JC900197.

Lass, H. U., and V. Mohrholz, 2008 : On the interaction between the subtropical gyre and the Subtropical Cell on the shelf of the SE Atlantic. *Journal of Marine Systems*, **74 (1-2)**, 1–43, doi :10.1016/j.jmarsys.2007.09.008, URL http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.09.008.

Laurindo, L. C., A. J. Mariano, and R. Lumpkin, 2017 : An improved near-surface velocity climatology for the global ocean from drifter observations. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, **124 (April)**, 73–92, doi :10.1016/j.dsr.2017.04.009, URL http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2017.04.009https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0967063716302850.

Leduc-Leballeur, M., G. de Coëtlogon, and L. Eymard, 2013 : Air-sea interaction in the Gulf of Guinea at intraseasonal time-scales : wind bursts and coastal precipitation in boreal spring. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **139 (671)**, 387–400, doi :10.1002/qj.1981, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.1981.

Lemasson, L., and J.-P. Rebert, 1973 : Les courants marins dans le Golfe Ivoirien. *Cahiers ORSTOM*, **XI (1)**, 67–95, URL http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/cahiers/oceanographie/19646.pdf, 19646.

Li, G., L. Cheng, J. Zhu, K. E. Trenberth, M. E. Mann, and J. P. Abraham, 2020 : Increasing ocean stratification over the past half-century. *Nature Climate Change*, **10 (12)**, 1116–1123, doi :10.1038/s41558-020-00918-2, URL http://dx.doi.org/10.1038/s41558-020-00918-2.

Limeburner, R., R. C. Beardsley, I. D. Soares, S. J. Lentz, and J. Candela, 1995 : Lagrangian flow observations of the Amazon River discharge into the North Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, **100 (C2)**, 2401, doi :10.1029/94JC03223, URL http://doi.wiley.com/10.1029/94JC03223.

Longhurst, A. . R., and Y. Gallardo, 1962 : A review of the oceanography of the Gulf of Guinea. *Bull. Inst. Franç. Afri. Noir*, **24 (3)**, 633–663, URL http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010027608.

Maes, C., K. Ando, T. Delcroix, W. S. Kessler, M. J. McPhaden, and D. Roemmich, 2006 : Observed correlation of surface salinity, temperature and barrier layer at the eastern edge of the western Pacific warm pool. *Geophysical Research Letters*, **33 (6)**, L06 601, doi :10.1029/2005GL024772, URL http://doi.wiley.com/10.1029/2005GL024772.

Maes, C., B. Dewitte, J. Sudre, V. Garçon, and D. Varillon, 2013 : Small-scale features of temperature and salinity surface fields in the Coral Sea. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **118 (10)**, 5426–5438, doi :10.1002/jgrc.20344.

Maes, C., and T. J. O'Kane, 2014 : Seasonal variations of the upper ocean salinity stratification in the Tropics. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **119 (3)**, 1706–1722, doi :10.1002/2013JC009366, URL http://doi.wiley.com/10.1002/2013JC009366.

Maes, C., J. Picaut, and S. Belamari, 2002 : Salinity barrier layer and onset of El Niño in a Pacific coupled model. *Geophysical Research Letters*, **29 (24)**, 59–1–59–4, doi :10.1029/2002GL016029, URL http://doi.wiley.com/10.1029/2002GL016029.

Mahé, G., 1991 : La variabilité des apports fluviaux au golfe de Guinée utilisée comme indice climatique. *In : Cury Philippe (ed.), Roy Claude (ed.). Pêcheries ouest africaines : variabilité, instabilité et changement. Paris : ORSTOM, pp. 147-161.*, **(Groupes de Travail, Dakar ; Casablanca (SEN ; MAR), 1988/12/12-17. ISBN 2-7099-1040-3)**, URL http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:36287.

Mahé, G., and J.-C. Olivry, 1999 : Assessment of freshwater yields to the ocean along the intertropical Atlantic coast of Africa (1951–1989). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, **328 (9)**, 621–626, doi :10.1016/S1251-8050(99)80159-1, URL https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1251805099801591.

Marié, L., and Coauthors, 2020 : Measuring ocean total surface current velocity with the KuROS and KaRADOC airborne near-nadir Doppler radars : a multi-scale analysis in preparation for the SKIM mission. *Ocean Science*, **16 (6)**, 1399–1429, doi :10.5194/os-16-1399-2020, URL https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-02324463https://dx.doi.org/10.5194/os-2019-77https://os.copernicus.org/articles/16/1399/2020/.

Materia, S., S. Gualdi, A. Navarra, and L. Terray, 2012 : The effect of Congo River freshwater discharge on Eastern Equatorial Atlantic climate variability. *Climate Dynamics*, **39 (9-10)**, 2109–2125, doi :10.1007/s00382-012-1514-x, URL https://os.copernicus.org/articles/16/1399/2020/https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-02324463https://dx.doi.org/10.5194/os-2019-77.

Matthews, A. J., D. B. Baranowski, K. J. Heywood, P. J. Flatau, and S. Schmidtko, 2014 : The Surface Diurnal Warm Layer in the Indian Ocean during CINDY/DYNAMO. *Journal of Climate*, **27 (24)**, 9101–9122, doi :10.1175/JCLI-D-14-00222.1, URL http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-14-00222.1.

Mecklenburg, S., and Coauthors, 2012 : ESA's Soil Moisture and Ocean Salinity Mission : Mission Performance and Operations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **50 (5)**, 1354–1366, doi :10.1109/TGRS.2012.2187666, URL http://ieeexplore.ieee.org/document/6175118/.

Merryfield, W. J., 2000 : Origin of Thermohaline Staircases. *Journal of Physical Oceanography*, **30 (5)**, 1046–1068, doi :10.1175/1520-0485(2000)030<1046:OOTS>2.0.CO;2, URL http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0485(2000)030%3C1046:OOTS%3E2.0.CO;2.

Meulenbergh, J., 1968 : Diffusion des eaux du fleuve Congo dans les eaux de l ' Atlantique Sud. *Mémoires de la Classe des Sciences techniques, (N.S.) ARSOM. 1968 T. XVI , f. 6 : 148 (in-8°).*

Mignot, J., C. de Boyer Montégut, A. Lazar, and S. Cravatte, 2007 : Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean : 2. Tropical areas. *Journal of Geophysical Research*, **112 (C10)**, C10 010, doi :10.1029/2006JC003954, URL http://doi.wiley.com/10.1029/2006JC003954.

Mignot, J., C. de Boyer Montégut, and M. Tomczak, 2009 : On the porosity of barrier layers. *Ocean Science*, **5 (3)**, 379–387, doi :10.5194/os-5-379-2009.

Mignot, J., A. Lazar, and M. Lacarra, 2012 : On the formation of barrier layers and associated vertical temperature inversions : A focus on the northwestern tropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **117 (2)**, 1–11, doi :10.1029/2011JC007435.

Miller, J. R., 1976 : The Salinity Effect in a Mixed Layer Ocean Model. *Journal of Physical Oceanography*, **6 (1)**, 29–35, doi :10.1175/1520-0485(1976)006<0029:TSEIAM>2.0.CO;2, URL http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0485(1976)006%3C0029:TSEIAM%3E2.0.CO;2.

Moisan, J. R., and P. P. Niiler, 1998 : The Seasonal Heat Budget of the North Pacific : Net Heat Flux and Heat Storage Rates (1950–1990). *Journal of Physical Oceanography*, **28 (3)**, 401–421, doi :10.1175/1520-0485(1998)028<0401:TSHBOT>2.0.CO;2, URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0485%281998%29028%3C0401%3ATSHBOT%3E2.0.CO%3B2.

Neal, V. T., and S. Neshyba, 1973 : Microstructure anomalies in the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **78 (15)**, 2695–2701, doi :10.1029/JC078i015p02695, URL http://doi.wiley.com/10.1029/JC078i015p02695.

O'brien, J. A., 2006 : Pengantar Sistem Informasi - Perspektif Bisnis dan Manajerial. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **109 (4)**, 718, doi :10.1002/2016JC012335. Received, arXiv:1402.6991v1.

Ollitrault, M., and J.-P. Rannou, 2013 : ANDRO : An Argo-Based Deep Displacement Dataset. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **30 (4)**, 759–788, doi :10.1175/JTECH-D-12-00073.1, URL http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JTECH-D-12-00073.1.

Osadchiev, A. A., and P. O. Zavialov, 2013 : Lagrangian model of a surface-advected river plume. *Continental Shelf Research*, **58**, 96–106, doi :10.1016/j.csr.2013.03.010, URL http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2013.03.010https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434313000769.

Pailler, K., B. Bourlès, and Y. Gouriou, 1999 : The barrier layer in the western tropical Atlantic ocean. *Geophysical Research Letters*, **26 (14)**, 2069–2072, URL http://dx.doi.org/10.1029/1999GL900492.

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. Ph.D. thesis, Université de Toulouse III – Paul Sabatier, URL https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00157983.

Peterson, R. G., and L. Stramma, 1991 : Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, **26 (1)**, 1–73, doi :10.1016/0079-6611(91)90006-8, URL https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0079661191900068.

Philander, S. G. H., and R. C. Pacanowski, 1984 : Simulation of the seasonal cycle in the Tropical Atlantic Ocean. *Geophysical Research Letters*, **11 (8)**, 802–804, doi :10.1029/GL011i008p00802, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/GL011i008p00802.

Price, J. F., 1979 : Observations of a Rain-Formed Mixed Layer. *Journal of Physical Oceanography*, **9 (3)**, 643–649, doi :10.1175/1520-0485(1979)009<0643:OOARFM>2.0.CO;2, URL http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0485(1979)009%3C0643:OOARFM%3E2.0.CO;2.

Price, J. F., R. A. Weller, and R. Pinkel, 1986 : Diurnal cycling : Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing. *Journal of Geophysical Research*, **91 (C7)**, 8411, doi :10.1029/JC091iC07p08411, URL http://doi.wiley.com/10.1029/JC091iC07p08411.

Primeau, F., 2005 : Characterizing transport between the surface mixed layer and the ocean interior with a forward and adjoint global ocean transport model. *Journal of Physical Oceanography*, **35 (4)**, 545–564, doi :10.1175/JPO2699.1.

Radko, T., 2013 : Thermohaline staircases. *Double-Diffusive Convection*, Cambridge University Press, Cambridge, 171–211, doi :10.1017/CBO9781139034173.009, URL https://www.cambridge.org/core/product/identifier/9781139034173%23c88074-432/type/book_part.

Ragoasha, N., S. Herbette, G. Cambon, J. Veitch, C. Reason, and C. Roy, 2019 : Lagrangian pathways in the southern Benguela upwelling system. *Journal of Marine Systems*, **195 (May 2018)**, 50–66, doi :10.1016/j.jmarsys.2019.03.008, URL https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2019.03.008https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0924796318301143.

Ren, L., K. Speer, and E. P. Chassignet, 2011 : The mixed layer salinity budget and sea ice in the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **116 (C8)**, C08 031, doi :10.1029/2010JC006634, URL http://doi.wiley.com/10.1029/2010JC006634.

Reul, N., Y. Quilfen, B. Chapron, S. Fournier, V. Kudryavtsev, and R. Sabia, 2014a : Multisensor observations of the Amazon-Orinoco river plume interactions with hurricanes. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **119**, 8271–8295, doi :10.1002/2014JC010107, arXiv:1402.6991v1.

Reul, N., and Coauthors, 2014b : Sea Surface Salinity Observations from Space with the SMOS Satellite : A New Means to Monitor the Marine Branch of the Water Cycle. *Surveys in Geophysics*, **35 (3)**, 681–722, doi :10.1007/s10712-013-9244-0, URL http://dx.doi.org/10.1007/s10712-013-9244-0http://link.springer.com/10.1007/s10712-013-9244-0.

Reul, N., and Coauthors, 2020 : Sea surface salinity estimates from spaceborne L-band radiometers : An overview of the first decade of observation (2010–2019). *Remote Sensing of Environment*, **242 (October 2019)**, 111 769, doi :10.1016/

j.rse.2020.111769, URL https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.111769https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425720301395.

Reverdin, G., E. Kestenare, C. Frankignoul, and T. Delcroix, 2007 : Surface salinity in the Atlantic Ocean (30°S–50°N). *Progress in Oceanography*, **73 (3-4)**, 311–340, doi :10.1016/j.pocean.2006.11.004, URL https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0079661107000821.

Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, and W. Wang, 2002 : An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate. *Journal of Climate*, **15 (13)**, 1609–1625, doi :10.1175/1520-0442(2002)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2, URL http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(2002)015%3C1609:AIISAS%3E2.0.CO;2.

Richardson, P. L., and T. K. McKee, 1984 : Average Seasonal Variation of the Atlantic Equatorial Currents from Historical Ship Drifts. *Journal of Physical Oceanography*, **14 (7)**, 1226–1238, doi :10.1175/1520-0485(1984)014<1226:ASVOTA>2.0.CO;2, URL http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0485(1984)014%3C1226:ASVOTA%3E2.0.CO;2.

Richardson, P. L., and S. G. H. Philander, 1987 : The seasonal variations of surface currents in the tropical Atlantic Ocean : A comparison of ship drift data with results from a general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, **92 (C1)**, 715, doi :10.1029/JC092iC01p00715, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/JC092iC01p00715.

Richardson, P. L., and G. Reverdin, 1987 : Seasonal cycle of velocity in the Atlantic North Equatorial Countercurrent as measured by surface drifters, current meters, and ship drifts. *Journal of Geophysical Research*, **92 (C4)**, 3691, doi :10.1029/JC092iC04p03691, URL http://doi.wiley.com/10.1029/JC092iC04p03691.

Riser, S. C., and Coauthors, 2016 : Fifteen years of ocean observations with the global Argo array. *Nature Climate Change*, **6 (2)**, 145–153, doi :10.1038/nclimate2872, URL http://www.nature.com/articles/nclimate2872http://dx.doi.org/10.1038/NCLIMATE2872http://archimer.ifremer.fr/doc/00310/42106/.

Ruddick, B., 1983 : A practical indicator of the stability of the water column to double-diffusive activity. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, **30 (10)**, 1105–1107, doi :10.1016/0198-0149(83)90063-8, URL https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0198014983900638.

Ruddick, B., and A. E. Gargett, 2003 : Oceanic double-infusion : introduction. *Progress in Oceanography*, **56 (3-4)**, 381–393, doi :10.1016/S0079-6611(03)00024-7, URL https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0079661103000247.

Rudnick, D. L., J. T. Farrar, B. Lim, S. K. Venayagamoorthy, A. Garanaik, and T. O. Society, 2016 : Oceanography 29(2) :62–71,.

Sasaki, H., P. Klein, B. Qiu, and Y. Sasai, 2014 : Impact of oceanic-scale interactions on the seasonal modulation of ocean dynamics by the atmosphere. *Nature Communications*, **5**, doi :10.1038/ncomms6636.

Saur, J. F. T., 1980 : Surface Salinity and Temperature on the San Francisco-Honolulu Route June 1966-December 1970 and January 1972-December 1975. *Journal of Physical Oceanography*, **10 (10)**, 1669–1680, doi :10.1175/1520-0485(1980)010<1669:SSATOT>2.0.CO;2, URL http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0485(1980)010%3C1669:SSATOT%3E2.0.CO;2.

Scannell, H. A., and M. J. McPhaden, 2018 : Seasonal Mixed Layer Temperature Balance in the Southeastern Tropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **123 (8)**, 5557–5570, doi :10.1029/2018JC014099, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018JC014099.

Schlössel, P., A. V. Soloviev, and W. J. Emery, 1997 : Cool and Freshwater Skin of the Ocean during Rainfall. *Boundary-Layer Meteorology*, **82 (3)**, 439–474, doi :10.1023/A:1000225700380, URL http://link.springer.com/10.1023/A:1000225700380.

Schlundt, M., P. Brandt, M. Dengler, R. Hummels, T. Fischer, K. Bumke, G. Krahmann, and J. Karstensen, 2014 : Mixed layer heat and salinity budgets during the onset of the 2011 Atlantic cold tongue. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **119 (11)**, 7882–7910, doi :10.1002/2014JC010021, URL http://doi.wiley.com/10.1002/2014JC010021.

Schmitt, R. W., 1994 : Double Diffusion in Oceanography. *Annual Review of Fluid Mechanics*, **26 (1)**, 255–285, doi :10.1146/annurev.fl.26.010194.001351, URL http://www.annualreviews.org/doi/10.1146/annurev.fl.26.010194.001351.

Schroeder, T., M. J. Devlin, V. E. Brando, A. G. Dekker, J. E. Brodie, L. A. Clementson, and L. McKinna, 2012 : Inter-annual variability of wet season freshwater plume extent into the Great Barrier Reef lagoon based on satellite coastal ocean colour observations. *Marine Pollution Bulletin*, **65 (4-9)**, 210–223, doi :10.1016/j.marpolbul.2012.02.022, URL http://dx.doi.org/10.1016/j.marpolbul.2012.02.022https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025326X12001002.

Shah, A. M. S. H., F. W. Primeau, E. Deleersnijder, and A. W. Heemink, 2017 : Tracing the Ventilation Pathways of the Deep North Pacific Ocean Using Lagrangian Particles and Eulerian Tracers. *Journal of Physical Oceanography*, **47 (6)**, 1261–1280, doi :10.1175/JPO-D-16-0098.1, URL https://journals.ametsoc.org/view/journals/phoc/47/6/jpo-d-16-0098.1.xml.

Shcherbina, A., E. D'Asaro, and R. Harcourt, 2019 : Rain and Sun Create Slippery Layers in the Eastern Pacific Fresh Pool. *Oceanography*, **32 (2)**, 98–107, doi :10.5670/oceanog.2019.217, URL https://tos.org/oceanography/article/rain-and-sun-create-slippery-layers-in-the-eastern-pacific-fresh-pool.

Soloviev, A., and R. Lukas, 2006 : *The Near-Surface Layer of the Ocean*, Atmospheric and Oceanographic Sciences Library, Vol. 31. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, doi :10.1007/1-4020-4053-9, URL http://link.springer.com/10.1007/1-4020-4053-9.

Soloviev, A., R. Lukas, and H. Matsuura, 2002 : Sharp frontal interfaces in the near-surface layer of the tropical ocean. *Journal of Marine Systems*, **37 (1-3)**, 47–68, doi :10.1016/S0924-7963(02)00195-1, URL https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0924796302001951.

Somavilla, R., C. González-Pola, and J. Fernández-Diaz, 2017 : The warmer the ocean surface, the shallower the mixed layer. How much of this is true ? *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **122 (9)**, 7698–7716, doi :10.1002/2017JC013125, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2017JC013125.

Sprintall, J., and M. F. Cronin, 2009 : Upper Ocean Vertical Structure. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Elsevier Ltd, 217–224, doi :10.1016/B978-012374473-9.00627-5.

Sprintall, J., M. F. Cronin, and J. Thomas Farrar, 2019 : Upper Ocean Vertical Structure. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Elsevier, 97–104, doi :10.1016/B978-0-12-409548-9.11494-0, URL https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/B9780124095489114940.

Sprintall, J., and D. Roemmich, 1999 : Characterizing the structure of the surface layer in the Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **104 (C10)**, 23 297–23 311, doi :10.1029/1999JC900179, URL http://doi.wiley.com/10.1029/1999JC900179.

Sprintall, J., and M. Tomczak, 1992 : Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics. *Journal of Geophysical Research*, **97 (C5)**, 7305, doi :10.1029/92jc00407.

Stern, M. E., and J. S. Turner, 1969 : Salt fingers and convecting layers. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, **16 (5)**, 497–511, doi :10.1016/0011-7471(69)90038-2, URL https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0011747169900382.

Stramma, L., J. Fischer, P. Brandt, and F. Schott, 2003 : Circulation, variability and near-equatorial meridional flow in the central tropical Atlantic. *Elsevier Oceanography Series*, **68 (C)**, 1–22, doi :10.1016/S0422-9894(03)80141-1.

Sudre, J., C. Maes, and V. Garçon, 2013 : On the global estimates of geostrophic and Ekman surface currents. *Limnology and Oceanography : Fluids and Environ-*

ments, **3 (1)**, 1–20, doi :10.1215/21573689-2071927, URL http://doi.wiley.com/10.1215/21573689-2071927.

Ta Bi Ladji, S., 2011 : Analyse du cycle saisonnier des conditions de l ' upwelling côtier du nord du Golfe de Guinée à partir de résultats de simulations numériques régionales et d ' observations in situ . Sommaire. Tech. rep., Chaire Internationale en Physique Mathèmatique et Applications, Abomey-Calavi. URL http://nodc-benin.odinafrica.org/images/Documents/PROPAO/Stage_M2/2011_2012/Rapports/Rapport_Ta_Bi_Samuel.pdf.

Taillandier, V., L. Prieur, F. D'Ortenzio, M. Ribera d'Alcalà, and E. Pulido-Villena, 2020 : Profiling float observation of thermohaline staircases in the western Mediterranean Sea and impact on nutrient fluxes. *Biogeosciences*, **17 (13)**, 3343–3366, doi : 10.5194/bg-17-3343-2020, URL https://bg.copernicus.org/articles/17/3343/2020/.

Tait, R., and M. Howe, 1968 : Some observations of thermo-haline stratification in the deep ocean. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, **15 (3)**, 275–280, doi :10.1016/0011-7471(68)90005-3, URL https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0011747168900053.

Tait, R. I., and M. R. Howe, 1971 : Thermohaline Staircase. *Nature*, **231 (5299)**, 178–179, doi :10.1038/231178a0, URL http://www.nature.com/articles/231178a0.

Talley, L. D., G. L. Pickard, W. J. Emery, and J. H. Swift, 2011 : *Descriptive Physical Oceanography : An introduction*. 6th ed., Elsevier Ltd., 983 pp.

Testor, P., and Coauthors, 2019 : OceanGliders : A Component of the Integrated GOOS. *Frontiers in Marine Science*, **6 (JUL)**, 1–32, doi :10.3389/fmars.2019.00422, URL https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/fmars.2019.00422/full.

Thanh, V. Q., D. Roelvink, M. van der Wegen, J. Reyns, H. Kernkamp, G. Van Vinh, and V. T. P. Linh, 2020 : Flooding in the Mekong Delta : the impact of dyke systems on downstream hydrodynamics. *Hydrology and Earth System Sciences*, **24 (1)**, 189–212, doi :10.5194/hess-24-189-2020, URL https://hess.copernicus.org/articles/24/189/2020/.

Turner, J. S., 1973 : *Buoyancy Effects in Fluids*, Vol. 60. Camridge m ed., Cambridge University Press, New York, 825–826 pp., doi :10.1017/CBO9780511608827, URL https://www.cambridge.org/core/product/identifier/9780511608827/type/book.

Turner, J. S., 1974 : Double-Diffusive Phenomena. *Annual Review of Fluid Mechanics*, **6 (1)**, 37–54, doi :10.1146/annurev.fl.06.010174.000345, URL https://doi.org/10.1146/annurev.fl.06.010174.000345http://www.annualreviews.org/doi/10.1146/annurev.fl.06.010174.000345.

Tzortzi, E., S. A. Josey, M. Srokosz, and C. Gommenginger, 2013 : Tropical atlantic salinity variability : New insights from SMOS. *Geophysical Research Letters*, **40 (10)**, 2143–2147, doi :10.1002/grl.50225.

Van Bennekom, A. J., and G. W. Berger, 1984 : Hydrography and silica budget of the Angola Basin. *Netherlands Journal of Sea Research*, **17 (2-4)**, 149–200, doi :10.1016/0077-7579(84)90047-4.

van Sebille, E., and Coauthors, 2018 : Lagrangian ocean analysis : Fundamentals and practices. *Ocean Modelling*, **121 (October 2017)**, 49–75, doi :10.1016/j.ocemod.2017.11.008, URL https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1463500317301853https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2017.11.008.

Varona, H., D. Veleda, M. Silva, M. Cintra, and M. Araujo, 2019 : Amazon River plume influence on Western Tropical Atlantic dynamic variability. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **85 (November 2018)**, 1–15, doi :10.1016/j.dynatmoce.2018.10.002, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377026517300866https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0377026517300866.

Vialard, J., and P. Delecluse, 1998 : An OGCM Study for the TOGA Decade. Part II : Barrier-Layer Formation and Variability. *Journal of Physical Oceanography*, **28 (6)**, 1089–1106, doi :10.1175/1520-0485(1998)028<1089:AOSFTT>2.0.CO;2, URL http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0485(1998)028%3C1089:AOSFTT%3E2.0.CO;2.

Vialard, J., C. Menkes, J.-P. Boulanger, P. Delecluse, E. Guilyardi, M. J. McPhaden, and G. Madec, 2001 : A Model Study of Oceanic Mechanisms Affecting Equatorial Pacific Sea Surface Temperature during the 1997–98 El Niño. *Journal of Physical Oceanography*, **31 (7)**, 1649–1675, doi :10.1175/1520-0485(2001)031<1649:AMSOOM>2.0.CO;2, URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0485%282001%29031%3C1649%3AAMSOOM%3E2.0.CO%3B2.

Vic, C., H. Berger, A.-M. Tréguier, and X. Couvelard, 2014 : Dynamics of an Equatorial River Plume : Theory and Numerical Experiments Applied to the Congo Plume Case. *Journal of Physical Oceanography*, **44 (3)**, 980–994, doi :10.1175/JPO-D-13-0132.1, URL https://journals.ametsoc.org/jpo/article/44/3/980/12132/Dynamics-of-an-Equatorial-River-Plume-Theory-andhttp://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JPO-D-13-0132.1.

Vieira, L. H., S. Krisch, M. J. Hopwood, A. J. Beck, J. Scholten, V. Liebetrau, and E. P. Achterberg, 2020 : Unprecedented Fe delivery from the Congo River

margin to the South Atlantic Gyre. *Nature Communications*, **11 (1)**, 556, doi : 10.1038/s41467-019-14255-2, URL http://dx.doi.org/10.1038/s41467-019-14255-2http://www.nature.com/articles/s41467-019-14255-2.

Vizy, E. K., and K. H. Cook, 2010 : Influence of the Amazon/Orinoco Plume on the summertime Atlantic climate. *Journal of Geophysical Research*, **115 (D21)**, D21 112, doi :10.1029/2010JD014049, URL http://doi.wiley.com/10.1029/2010JD014049.

Wade, M., G. Caniaux, and Y. du Penhoat, 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 (C8)**, C08 006, doi :10.1029/2010JC006683, URL http://doi.wiley.com/10.1029/2010JC006683.

Waliser, D. E., and N. E. Graham, 1993 : Convective cloud systems and warm-pool sea surface temperatures : Coupled interactions and self-regulation. *Journal of Geophysical Research*, **98 (D7)**, 12 881, doi :10.1029/93JD00872, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/93JD00872.

Wauthy, B., 1977 : Révision de la Classification des eaux de surface du Golfe De Guinée (BERRIT 1961). *Cahiers O.R.S.T.O.M., Série Océanographie*, **15 (3)**, 279–295.

Wauthy, B., 1983 : Introduction à la climatologie du golfe de Guinée. *Océanographie tropicale*, **18 (2)**, 103–138, URL https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/cahiers/ocea_tro/15469.pdf.

Webster, P. J., 1994 : The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions. *Reviews of Geophysics*, **32 (4)**, 427, doi :10.1029/94RG01873, URL http://doi.wiley.com/10.1029/94RG01873.

Wong, A. P. S., and Coauthors, 2020 : Argo Data 1999–2019 : Two Million Temperature-Salinity Profiles and Subsurface Velocity Observations From a Global Array of Profiling Floats. *Frontiers in Marine Science*, **7 (July)**, 1–23, doi :10.3389/fmars.2020.00700, URL https://www.frontiersin.org/article/10.3389/fmars.2020.00700/full.

Yamaguchi, R., and T. Suga, 2019 : Trend and Variability in Global Upper-Ocean Stratification Since the 1960s. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **124 (12)**, 8933–8948, doi :10.1029/2019JC015439, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2019JC015439.

You, Y., 2002 : A global ocean climatological atlas of the Turner angle : implications for double-diffusion and water-mass structure. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, **49 (11)**, 2075–2093, doi :10.1016/S0967-0637(02)00099-7, URL https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0967063702000997.

Yu, L., 2011 : A global relationship between the ocean water cycle and near-surface salinity. *Journal of Geophysical Research*, **116 (C10)**, C10 025, doi :10.1029/2010JC006937, URL http://doi.wiley.com/10.1029/2010JC006937.

Zuidema, P., and Coauthors, 2016 : Challenges and prospects for reducing coupled climate model sst biases in the eastern tropical atlantic and pacific oceans : The U.S. Clivar eastern tropical oceans synthesis working group. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **97 (12)**, 2305–2327, doi :10.1175/BAMS-D-15-00274.1.

DOCTORAT SCIENCES BRETAGNE DE LA MER LOIRE ET DU LITTORAL

UBO
Université de Bretagne Occidentale

Titre : Analyse des variations thermohalines des échelles intra-saisonnière à saisonnière des panaches d'eau douce du Golfe de Guinée

Mot clés : Panaches d'eau douce - Panache du fleuve Congo - Panache du fleuve Niger - Variabilité saisonnière du SSS - Golfe de Guinée - Stratification thermohaline - Analyse lagrangienne.

Résumé : Dans le Golfe de Guinée (GG), les masses d'eau douce provenant des décharges des fleuves et les taux de précipitations élevés contribuent à la stratification en densité de la couche superficielle océanique, et jouent un rôle clé dans la modulation des interactions air-mer. Cependant, les variations thermohalines des couches superficielles au sein des panaches d'eau douce du GG sont encore mal connues, car très peu observées et documentées. L'objectif principal de cette thèse est donc d'étudier et de documenter la variabilité spatiale à mésoéchelle horizontale (10-100 km) et verticale (0-100m), intra-saisonnière à saisonnière de la structure 3D thermohaline dans les panaches d'eau douce du GG, et notamment les panaches des fleuves Congo et Niger. Tout d'abord, à l'aide des données d'observations satellite SSS SMOS, notre étude a montré que les panaches d'eau douce dans cette région s'étendent vers l'océan du large suivant deux régimes de propagation. Durant la période de septembre à janvier, ils se propagent vers le large en direction Nord-Ouest tandis que de janvier à avril, ils se redirigent vers le Sud-Ouest, où leur extension maximale est observée en avril. Le reste de l'année, de mai à août, est marqué par un épisode de salinisation de surface, où les panaches d'eau douce se dissipent avec une extension minimale observée en août. L'analyse du bilan de salinité dans la couche mélangée de surface a permis de mettre en évidence les principaux processus physiques contrôlant la variabilité saisonnière de la salinité au sein de ces panaches d'eau douce. Ce diagnostic a montré que les processus d'advection horizontale et les flux d'eau douce associés aux précipitations et aux décharges des fleuves expliquent principalement de la distribution offshore des masses d'eau de faible salinité dans cette région. Dans le panache du Congo en particulier, l'advection horizontale de salinité est principalement expliquée par la dérive d'Ekman du vent de surface. Ensuite, nous avons montré que la distribution offshore du panache du Congo aux échelles intra-saisonnières est associée à des couches de barrière de sel d'une part, et à des profils verticaux de densité en marches d'escalier d'autre part. Dans une étude de cas (au 31/03/216), nous avons montré que la stratification thermohaline en marches d'escalier observée, résulterait de la dynamique de cisaillement entre le flux d'Ekman de surface associée à la distribution offshore (Nord-Ouest) du panache du Congo, et le flux géostrophique (Sud-Est) associé aux masses d'eau de subsurface de l'océan ouvert à l'Ouest, plus denses et plus salées. Enfin, à partir d'une approche lagrangienne, nous avons mis en évidence l'origine et la structuration à grande échelle des masses d'eau impliquées dans la forte stratification haline observée au large du Congo. Cette étude a montré le fort cisaillement des courants à l'œuvre au niveau des gradients halins au sein de la colonne d'eau associée à ces profils.

Title: Analysis of thermohaline variations from intra-seasonal to seasonal scales of freshwater plumes in the Gulf of Guinea

Keywords: Freshwater plumes - Congo River plume - Niger River plume - SSS seasonal variability - Gulf of Guinea – Thermohaline Stratification – Lagrangian Analysis.

Abstract: In the Gulf of Guinea (GG), freshwater originated from river discharges and high precipitation rates contribute to the upper ocean density stratification, and play a key role in modulating air-sea interactions. However, the thermohaline variations of the ocean upper layers within the freshwater plumes in the GG are still poorly known, as they are poorly observed and documented. The main objective of this thesis is therefore to study and document the spatial variability at horizontal mesoscale (10-100 km) and vertical (0-100m), from intra-seasonal to seasonal time scales of the thermohaline 3D structure in the freshwater plume areas of the GG: mainly the Congo and Niger Rivers plumes. First, using SSS SMOS satellite data, our study showed that freshwater plumes in this region extend towards the open ocean following two propagation regimes. During September to January, they propagate northwestward while from January to April they redirect to the southwest, where their maximum extension is observed in April. The rest of the year, from May to August, is marked by a surface salinization episode, where the freshwater plumes dissipate with a minimum extension observed in August. A salinity budget analysis in the surface mixed layer allowed highlighting the main physical processes controlling the seasonal variability of salinity within these freshwater plumes. We showed that horizontal advection processes and freshwater fluxes by precipitation and river discharges are the main contributors of low SSS distribution in this region. In the southeastern Gulf of Guinea, off Congo, the horizontal SSS advection is dominated by Ekman wind-driven currents. Second, we showed that the offshore distribution of the Congo plume on intra-seasonal time scales is associated with salt barrier layers and with thermohaline staircases profiles. In a case study (for 2016/03/31), we showed that the observed thermohaline staircases would result from the shear dynamics between the surface Ekman flow associated with the offshore (North-Westward) distribution of the Congo plume, and the geostrophic (South-Eastward) flow associated with the denser and saltier subsurface water masses of the open ocean to the west. Finally, using a Lagrangian approach, we have highlighted the origin and large-scale structuring of water masses involved in the strong haline stratification observed off Congo. This study showed the strong shear of the currents associated with the vertical salinity gradients within the water column associated with the staircases profiles.