

École doctorale n° 251 : Sciences de l'Environnement

THÈSE

pour obtenir le grade de docteur délivré par

l'Université d'Aix-Marseille

Spécialité doctorale "Océanographie physique et biogéochimique"

présentée et soutenue publiquement par

Louise ROUSSELET

le 4 Décembre 2018

Étude des circulations à (sous)mésoéchelle et de leur influence sur la distribution spatiale des éléments biogéochimiques et biologiques à l'aide de mesures *in situ* et satellites couplées physique-biogéochimie

Directeur de thèse : **Andrea M. DOGLIOLI**

Co-encadrant de thèse : **Anne A. PETRENKO**

Jury

Mr. Dekeyser Ivan,	Président du jury	MIO (Marseille)
Mme. Speich Sabrina,	Rapporteur	LMD, ENS (Paris)
Mr. Capet Xavier,	Rapporteur	LOCEAN, IPSL (Paris)
Mme Bouruet-Aubertot Pascale,	Examineur	LOCEAN, IPSL (Paris)
Mr. Maes Christophe,	Invité	LOPS (Brest)

Remerciements

Ces trois années de travail s'achèvent mais il me reste tout de même une dernière page à écrire avant de clore ce chapitre de ma vie... Si ces années de thèse ont été une expérience formidablement enrichissante, aussi bien sur le plan scientifique que personnel, je le dois à de nombreuses personnes.

Je ne pourrais commencer autrement qu'en remerciant très chaleureusement mes deux directeurs de thèse, Anne et Andrea, sans qui tout ce travail n'aurait pas été possible. Merci infiniment pour votre soutien, votre écoute, votre confiance et votre implication. Vous avez largement contribué à faire de moi une meilleure scientifique et à me donner confiance en moi et en mes capacités (chose qui n'est pas aisée). Je n'aurais pas pu rêver de meilleurs directeurs de thèse. Merci pour tout.

Je remercie également les membres du jury qui ont accepté d'évaluer mes travaux ainsi que toutes les personnes qui y ont contribué de près ou de loin. Un grand merci à Christophe et Bruno pour leur disponibilité et leur enthousiasme : travailler avec vous fut un réel plaisir et une source d'enrichissement. Mes remerciements vont également à tous les collègues, Stéphanie, Nicolas, Thibaut, Pr. Moutin, Fred, Sophie, Dom, Gége et Aurélia avec qui j'ai eu la chance de partager des réunions et des moments de détente toujours agréables.

J'exprime ma gratitude à Oliver, Loïc et Andrea qui m'ont offert l'opportunité de faire mes premières armes en mer. Ces expériences m'ont permis de m'échapper de mon bureau et de délaissé mon ordinateur pendant quelques temps pour prendre de grands bols d'air marin.

Ces trois années n'auraient pas été aussi agréables sans tous les copains de thèse : Guillaume (celui qui fait des présentations dans des couloirs), Guillaume Miko, mes colocataires de bureau, Rémi et Guillaume et tous ceux avec qui j'ai pu partager un café, un repas ou une partie de ping-pong! Je ne pouvais pas finir sans adresser une mention particulière à Mathieu, mon binôme et frère de thèse qui m'a apporté un soutien indispensable : partager toutes les étapes d'une thèse, des doutes à l'euphorie en passant par de grandes doses de stress, m'a permis de mener à bien ce travail de thèse. Merci infiniment à Anne et toi pour tous les rires et excellents repas partagés ensemble (de nombreux autres à suivre ? Je l'espère!).

Enfin je tiens à remercier particulièrement ma famille et mes amis de m'accepter telle que je suis, d'avoir toujours cru en moi (bien plus que moi-même) et de m'avoir toujours pousser à faire ce qui me plaisait sans aucun jugement.

Résumé

Les structures de méso- et sous-mésoéchelle (tourbillons, filaments ou fronts) sont des composantes majeures de la circulation océanique et dirigent la distribution horizontale et verticale des éléments chimiques et biologiques dans l'océan. De nombreuses expériences numériques ont déjà mis en évidence l'influence des structures de (sous)mésoéchelle sur la biogéochimie et/ou la biologie. En revanche encore peu d'observations attestent de ce rôle. L'objectif de cette thèse est donc de regrouper divers jeux de données *in situ*, acquis aux échelles typiques de la (sous)mésoéchelle et de coupler ces informations à des observations satellites haute-résolution et des sorties de modèles numériques pour identifier et mieux comprendre l'influence des circulations de (sous)mésoéchelle sur la distribution spatiale des éléments dans l'océan. Dans un premier temps, une étude globale de la circulation océanique de surface dans le Pacifique Sud-Ouest, basée sur les données de la campagne *OUTPACE*, permet de donner un aperçu de l'importance des circulations de chaque échelle (de la grande à la petite échelle) sur la distribution horizontale des éléments biogéochimiques dans cette région. Dans un second temps, l'influence de la mésoéchelle dans les deux régions mises en avant par la première étude pour leurs caractéristiques hydrodynamiques et biogéochimiques, est inspectée. En mer de Corail, l'analyse des données hydrologiques de la campagne *Bifurcation* et l'étude de la circulation mésoéchelle via des données altimétriques et des simulations numériques de trajectoires de particules montre que les tourbillons océaniques, en particulier les anticyclones, sont responsables du transport et de l'échange de masses d'eau entre les deux courants principaux considérés jusqu'alors comme indépendants. Dans la zone de transition entre les eaux Mélanésiennes (de 160°E à 170°O) et la gyre du Pacifique Sud (vers 170°O), le couplage entre des données *in situ* et des données satellites permet d'identifier la circulation à mésoéchelle comme une des sources de la formation d'un bloom phytoplanctonique. Enfin, l'influence des fronts et des vitesses verticales à sous-mésoéchelle sur la distribution de matière est examinée à partir de deux cas d'étude. Premièrement, des données originales de la campagne *OUTPACE* mettent en évidence que les fronts sous-mésoéchelle, détectés en surface par les FSLE, dirigent la distribution des micro-organismes et la structure des communautés phytoplanctoniques. Ensuite, une dernière étude, basée sur les données de la campagne *OSCAHR* en Méditerranée et sur la reconstruction de vitesses verticales à partir de données *in situ*, montre l'influence des mouvements verticaux sur la distribution des particules en suspension.

Mots clés : (sous)mésoéchelle, tourbillons, fronts, advection, couplage physique-biogéochimie.

Abstract

Meso- and submesoscale features (eddies, filaments, fronts) are key components of the oceanic circulation and drive the horizontal and vertical distribution of chemical and biological elements in the ocean. Several numerical experiments have already highlighted the influence of (sub)mesoscale structures on biogeochemistry and/or biology. However, very few *in situ* observations confirm this role. The aim of this PhD thesis is to use various *in situ* datasets, achieved at (sub)mesoscale, coupled with high-resolution satellite observations and modelled outputs to identify and better understand the impact of (sub)mesoscale circulations on the spatial distribution of matter in the ocean. Firstly, a global study of the entire southwest Pacific surface circulation, based on the *OUTPACE* dataset, provides an overview of the significance of each scale (from large to submesoscale) circulations on the horizontal distribution of biogeochemical components in this region. Secondly, the influence of mesoscale activity is inspected in both regions highlighted by the previous study for their hydrodynamical and biogeochemical characteristics. Within the Coral Sea, the analysis of hydrological data from the *Bifurcation* cruise and satellite data coupled with numerical particle trajectories computed with regional model outputs show that eddies, and in particular anticyclones, are able to transport water masses between the two main jets that were assumed independant. In the transition area between Melanesian (from 160°E to 170°W) and gyre waters (around 170°W), mesoscale trajectories of surface water masses are suggested as a main factor that initiated a phytoplanktonic bloom thanks to the coupled use of *in situ* and satellite data. Finally, the influence of submesoscale fronts and vertical velocities are examined through two case studies. The first one uses the original dataset from the *OUTPACE* cruise to demonstrate the role of physical barrier, detected at the surface with FSLE, in distributing the micro-organisms and regulating the phytoplanktonic community structure. A last study is based on the *OSCAHR* cruise (Mediterranean Sea) dataset and on a vertical velocities reconstruction from *in situ* observations. It shows the influence of vertical movements on the distribution of suspended particles.

Keywords : (sub)mesoscale, eddies, fronts, advection, physical-biogeochemical coupling.

Sommaire

1	Contexte général et scientifique	1
1.1	Les échelles de la dynamique océanique	2
1.2	Influences sur la biogéochimie/biologie	6
1.2.1	À la mésoéchelle	7
1.2.2	À la sous-mésoéchelle	9
1.3	Objectifs et stratégies	11
	Bibliographie	15
2	Matériel et méthodes	21
2.1	Jeux de données	22
2.1.1	Campagnes océanographiques	22
2.1.2	Données satellites	29
2.2	Diagnostics	35
2.2.1	Approche Eulérienne vs Lagrangienne	35
2.2.2	Trajectoires des masses d'eau	36
2.2.3	Identification des structures mésoéchelles	38
2.2.4	Détection des barrières physiques à submésoéchelle	42
2.3	Estimation de mouvements verticaux	45
2.3.1	Reconstruction d'un champ 3-D à partir de données <i>in situ</i> 2-D	45
2.3.2	Équation- ω	46
2.3.3	Étude de cas d'un tourbillon idéalisé cyclonique	47
2.4	Stratégie adaptative pour les campagnes en mer	49
	Bibliographie	51
3	La circulation océanique en surface : de la grande échelle à la sous-mésoéchelle	57
3.1	Avant-propos	58
3.2	Introduction	59
3.3	Méthodologie	61
3.3.1	Expériences de trajectoires de particules Lagrangiennes	61
3.3.2	Correspondance entre fronts physiques et gradients en surface	64
3.4	Le transport des eaux de surface à l'échelle du bassin	66
3.5	La dynamique mésoéchelle	70
3.5.1	Détection des tourbillons	70
3.5.2	Trajectoires des masses d'eau à mésoéchelle	71
3.5.3	Influences potentielles de la dynamique mésoéchelle	73
3.6	Gradients et structures fine-échelles	74
3.7	Conclusions	77
	Bibliographie	79
4	L'activité à mésoéchelle : convoyeuse de masses d'eau	83
4.1	Avant propos	84
4.2	Transport mésoéchelle et connexion entre deux courants en mer de Corail	85
4.2.1	Introduction	85
4.2.2	Méthodologie	89
4.2.3	Analyse des masses d'eau	91
4.2.4	Contexte mésoéchelle	97
4.2.5	Identification d'une région d'échange	99
4.2.6	Discussion	104

4.3	Transport mésoéchelle à l'origine d'un bloom phytoplanctonique dans le Pacifique Sud-Ouest	107
4.3.1	Méthodologie	108
4.3.2	Description du bloom	108
4.3.3	Advection et origine du bloom	109
4.4	Conclusions	113
	Bibliographie	115
5	Influence de la sous-mésoéchelle sur la distribution de matière	121
5.1	Avant-propos	122
5.2	Influence des fronts sur la distribution des espèces phytoplanctoniques en surface : Étude de cas dans le Pacifique Sud-Ouest	123
5.3	Effets des mouvements verticaux sur la distribution de matière biogéochimique : Étude de cas en mer Ligure	127
5.3.1	Introduction	128
5.3.2	Observations fine-échelle de la structure cyclonique	130
5.3.3	Dynamiques horizontales et verticales 3-Dimensions (3-D)	132
5.3.4	Influence des mouvements verticaux sur un traceur biogéochimique	134
5.3.5	Discussion	137
5.4	Conclusions	145
5.5	Informations supplémentaires	147
	Bibliographie	150
6	Conclusions et perspectives	155
6.1	Conclusions	156
6.2	Perspectives	160
	Bibliographie	166
Annexes		I
	ANNEXE A : Méthodes d'identification et de suivi des tourbillons océaniques	II
	ANNEXE B : Démonstration du vecteur \mathbf{Q} de l'équation- ω	IV
	ANNEXE C : Bulletin SPASSO du 18 Mai 2017 pour la campagne <i>PEACETIME</i>	VII
	ANNEXE D : Article : Rousselet et al., 2018, <i>Large- to submesoscale surface circulation and its implications on biogeochemical/biological horizontal distributions during the OUTPACE cruise (SouthWest Pacific)</i> , Biogeosciences	XIII
	ANNEXE E : Article : Rousselet et al., 2016, <i>Impacts of mesoscale activity on the water masses and circulation in the Coral Sea</i> , Journal of Geophysical Research-Oceans	XXXV
	ANNEXE F : Article : Rousselet et al., submitted, <i>Vertical motions in a fine-scale cyclonic structure observed in the Ligurian Sea and their effects on a biogeochemical tracer</i> , soumis dans Journal of Geophysical Research-Oceans	XLIX
	Liste des acronymes	LXXXIII
	Liste des figures	LXXXVI
	Liste des tableaux	LXXXVII

Chapitre **1**

Contexte général et scientifique

Sommaire

1.1	Les échelles de la dynamique océanique	2
1.2	Influences sur la biogéochimie/biologie	6
1.2.1	À la mésoéchelle	7
1.2.2	À la sous-mésoéchelle	9
1.3	Objectifs et stratégies	11
	Bibliographie	15

1.1 Les échelles de la dynamique océanique

La circulation océanique grande échelle a, depuis longtemps, été décrite simplement grâce aux modèles classiques de Sverdrup, Stommel ou Munk qui proposent une vision stationnaire de l'écoulement des grands courants océaniques. Dès les années 1960, ces modèles théoriques ont été complétés par des observations *in situ* de plus en plus fréquentes. En effet, les premières mesures par satellite et les bouées dérivantes ont permis de mettre en évidence des variabilités à plus petite échelle et ont montré que l'océan est soumis à de nombreux processus d'une large gamme d'échelles spatiales et temporelles. Les observations Lagrangiennes de RICHARDSON [1980] ont bouleversé la vision du célèbre Gulf Stream : d'un fleuve stable et tranquille, il est devenu une rivière tourbillonnante.

Une vision globale de l'océan, à travers l'anomalie d'élévation de la surface (Fig. 1.1), permet de mettre en évidence la couverture presque totale de cette variabilité et les régions où elle est la plus intense (e.g. les grands courants majeurs comme le Courant Circumpolaire Antarctique –ou *Antarctic Circumpolar Current*– (ACC), le Gulf Stream, le Kuroshio ou encore le Courant Est Australien –ou *East Australian Current*– (EAC)) [PASCUAL et al., 2006]. Cette variabilité est fortement associée à l'Énergie cinétique tourbillonnaire –ou *Eddy Kinetic Energy*– (EKE) qui détermine les régions où la dynamique est soumise à de fortes instabilités. Cette énergie est maximale au niveau des grands courants de bord Ouest [STAMMER, 1997], caractérisés par de forts cisaillements horizontaux et verticaux qui génèrent des instabilités barotropes et/ou baroclines. Cette énergie, typique de la mésoéchelle (échelle entre celle du bassin et les petites échelles), peut être transférée vers les petites échelles via une succession de tourbillons de plus en plus petits (cascade d'énergie). L'interaction des structures tourbillonnaires mésoéchelles entre elles va générer la formation de structures plus petites (de sous-mésoéchelle) par étirement des masses d'eau. Dans les années 1990, l'utilisation de modèles numériques a permis d'augmenter la résolution temporelle et spatiale des phénomènes étudiés et ainsi d'accéder à des processus typiques de la sous-mésoéchelle.

L'ensemble des processus physiques et biogéochimiques de l'océan, ainsi que leurs interactions, étudiés grâce aux observations *in situ*, à la télédétection satellite mais également à la modélisation numérique, peut être visualisé sur les diagrammes de DICKEY [1991, 2003]. De manière générale, plus les processus ont une grande échelle spatiale, plus l'échelle temporelle associée est grande (Fig. 1.2). Aux échelles supérieures aux centaines de kilomètres et à plusieurs années, la circulation océanique est dominée par les effets de la rotation de la Terre, ce qui contraint le mouvement à être globalement horizontal et en équilibre géostrophique. Le nombre de Rossby, qui est défini pour mesurer l'importance de la force de Coriolis (rotation terrestre) devant l'inertie de l'écoulement (Éq. 1.1), permet également de déterminer les échelles typiques de certains processus. En effet, les mouvements de grande échelle sont fortement influencés par la rotation de la

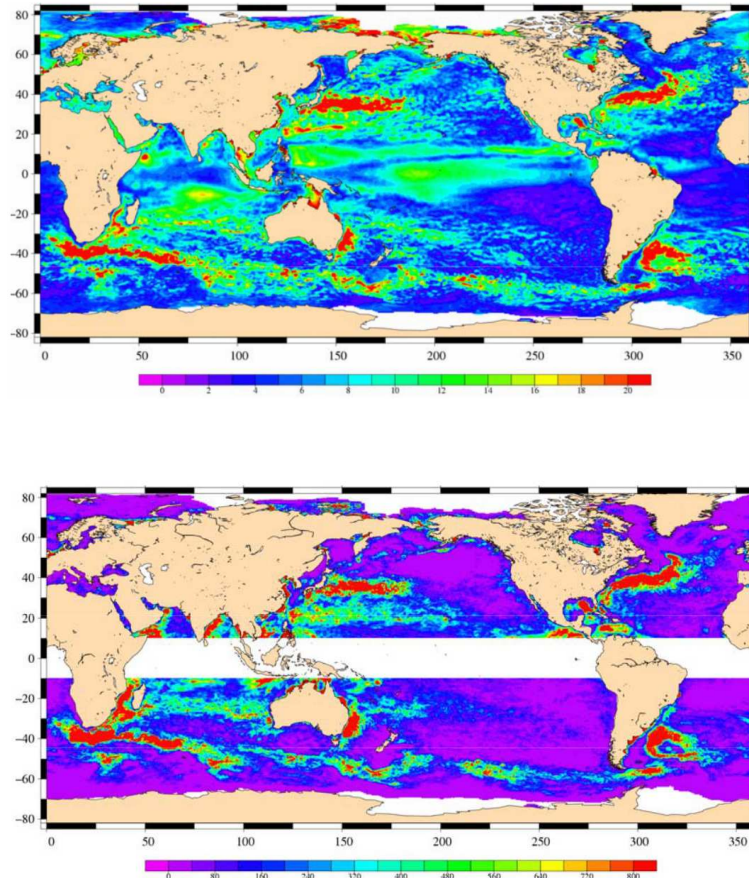


FIGURE 1.1 – Haut : Moyenne quadratique d'élévation de la surface (cm) ; bas : Énergie cinétique tourbillonnaire ($\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$) moyenne (entre Octobre 2002 et Août 2003) ; Ces grandeurs sont calculées à partir des courants géostrophiques dérivés de mesures altimétriques - D'après PASCUAL et al. [2006].

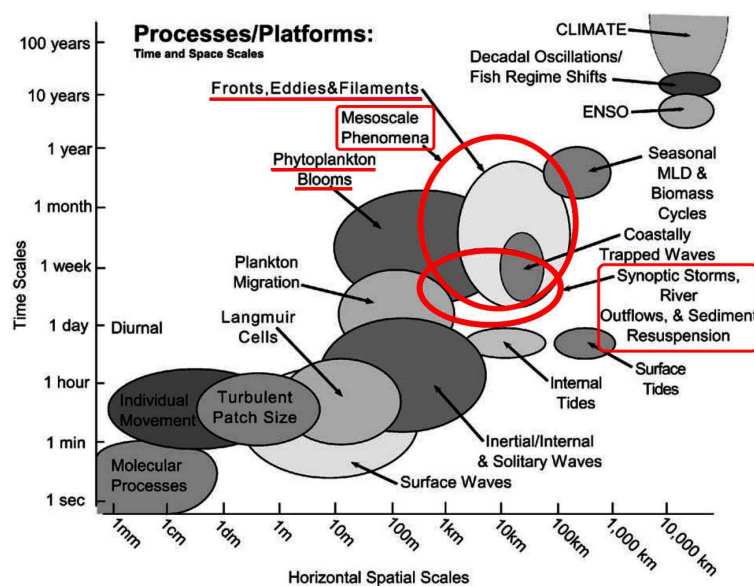


FIGURE 1.2 – Diagramme temps-espace des principaux processus physiques et biologiques dans l'océan. Les échelles de temps et d'espace ainsi que les processus étudiés pendant ce travail de thèse sont soulignés en rouge. D'après DICKEY [2003].

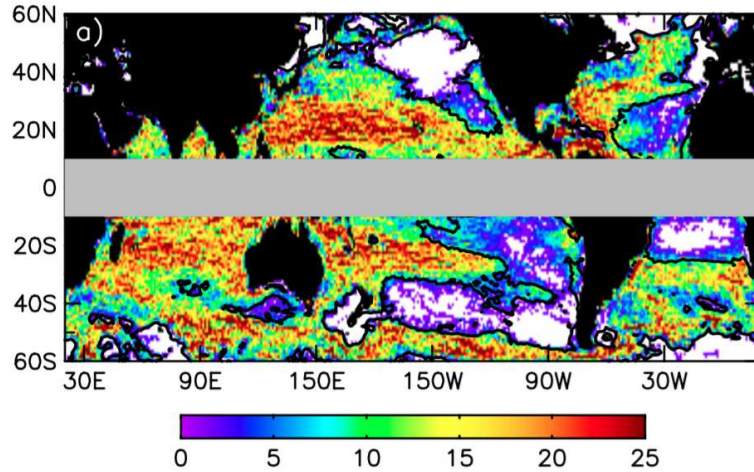


FIGURE 1.3 – Nombre de tourbillons (anticycloniques et cycloniques) avec une durée de vie ≥ 4 semaines détectés sur des données altimétriques. Les zones blanches correspondent à des régions où aucun tourbillon n'est détecté par l'analyse - D'après CHELTON et al. [2007]

Terre et sont définis par un nombre de Rossby très inférieur à l'unité ($Ro \ll 1$).

$$Ro = \frac{U}{Lf} = \frac{\zeta}{f} \quad (1.1)$$

avec f = paramètre de Coriolis (s^{-1}), U = intensité caractéristique des vitesses horizontales ($m s^{-1}$), L = longueur caractéristique (m) et ζ = vorticité relative (s^{-1}).

Ces dynamiques grande échelle soutiennent des instabilités de plus petite échelle, toujours fortement influencées par la rotation terrestre ($Ro \ll 1$), qui induisent des processus dits de mésoéchelle. Les tourbillons océaniques sont des structures mésoéchelles, avec une durée de vie de plusieurs mois et dont le diamètre atteint quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres de diamètre. Ces structures sont présentes sur l'ensemble du globe et se propagent globalement ($\sim 75\%$ d'entre elles) vers l'Ouest (Fig. 1.3) [CHELTON et al., 2011, 2007]. Nous pouvons remarquer que la majorité de ces structures se concentre au niveau des grands courants (cités plus haut), excepté dans l'océan Indien où elles sont réparties de façon homogène (Fig. 1.3).

Comme le montre la Figure 1.3, les tourbillons sont globalement générés par les instabilités des courants océaniques. La présence d'un obstacle (îles ou caps) sur la trajectoire d'un courant peut également entraîner, en aval, la formation de structures tourbillonnaires [ARISTEGUI et al., 1994; BARTON et al., 2000; DOGLIOLI et al., 2004; MAGALDI et al., 2010]. La tension du vent sur la surface, qui engendre un transport d'Ekman, et la variabilité de la direction du vent sont également des facteurs qui influent sur la génération des tourbillons mésoéchelles [MÜLLER et FRANKIGNOUL, 1981; WANG et al., 2008]. Parfois, une combinaison complexe de ces effets peut être à l'origine de la formation de tourbillons [KERSALE et al., 2011; YOSHIDA et al., 2010]. Chaque structure possède sa propre dynamique et peut se déplacer sur de grandes distances (θ 1000 km) [CHELTON et al.,

2011; ISERN-FONTANET et al., 2006]. La propagation vers l'Ouest de ces structures est accompagnée d'une déviation vers les pôles ou vers l'équateur, sous l'effet de la variation du paramètre de Coriolis en fonction de la latitude [CUSHMAN-ROISIN et MANGA, 1995; MORROW et al., 2004]. En effet, les cyclones (anticyclones) se déplacent vers les pôles (l'équateur) en subissant une déviation vers l'Ouest. Les tourbillons interagissent avec les eaux environnantes via des échanges horizontaux. L'intensité de ces échanges dépendrait principalement du rapport entre la vitesse de déplacement de la structure et sa vitesse de rotation. Ainsi grâce à ces vitesses caractéristiques, FLIERL [1981] introduit la notion de piégeage de masse d'eau à l'intérieur de la structure. Par ce processus, associé au transport des masses piégées le long du déplacement du tourbillon, ces structures peuvent jouer un rôle prépondérant dans les échanges de chaleur et de salinité de différentes régions océaniques [FIEUX et al., 2005; MORROW et al., 2003].

L'interaction de deux tourbillons, cyclonique et anticyclonique, proches est à l'origine de la génération d'un fort courant et d'un gradient de vitesse entre les deux structures. Ce processus, encore mal compris [FERRARI et WUNSCH, 2009], se positionne dans une zone intermédiaire, caractérisée par un $Ro \approx \theta(1)$, entre la mésoéchelle et l'échelle inférieure, la sous-mésoéchelle. Lorsque le courant s'intensifie les instabilités baroclines détruisent l'équilibre géostrophique en générant des méandres dans ce courant. Une circulation agéostrophique se met alors en place avec des mouvements verticaux pour rétablir l'équilibre géostrophique [MAHADEVAN, 2016].

De nombreuses études ont montré que les équilibres à grande et mésoéchelle pouvaient être outrepassés par des instabilités, dites de sous-mésoéchelle capables de favoriser le mélange [POLLARD et REGIER, 1990; RUDNICK, 1996; MAHADEVAN et TANDON, 2006; CAPET et al., 2008a; CAPET et al., 2008b; CAPET et al., 2008c; CAPET et al., 2008d; KLEIN et al., 2008]. Les structures, ou courants, de sous-mésoéchelle sont définis par des échelles typiques de 0.1-1 km sur l'horizontale, de 0.01-1 km sur la verticale, de quelques heures à quelques jours dans le temps et par un $Ro \gg 1$ [LÉVY, 2008; MCWILLIAMS, 2016]. L'activité sous-mésoéchelle est composée de structures cohérentes tourbillonnaires, plus petites que celles mésoéchelles, qui peuvent être générées par la séparation violente et instable de courants de bord [D'ASARO, 1988], par des instabilités baroclines dans la couche mélangée ou dans le sillage d'un obstacle topographique (îles, montagnes sous-marines ...) [MCWILLIAMS, 2016]. Des structures sous-mésoéchelles filamenteuses (fronts) peuvent également être induites par la déformation de masses d'eau provoquée par l'interaction de structures mésoéchelles [CAPET et al., 2008b]. En effet, la frontogénèse est un processus par lequel un gradient horizontal est renforcé de façon exponentielle par l'étirement d'un écoulement [HOSKINS, 1982], et peut ainsi conduire à la formation de frontières marquées ou de structures filamen-

taires. Ces structures typiques de sous-mésoéchelle apparaissent généralement dans les couches supérieures de l'océan et sont particulièrement intenses proches de la surface (~200 m). Les processus agéostrophiques associés à ces structures font apparaître d'intenses vitesses verticales, supérieures à celles associées aux mouvements verticaux (upwellings ou downwellings) à l'intérieur des tourbillons [MCWILLIAMS, 2016]. Ces vitesses verticales ont tendance à intensifier les fronts via la frontogénèse [HALLIWELL JR et CORNILLON, 1990; SPALL, 1995]. Elles ont donc un fort impact sur les flux verticaux et leur contribution au budget énergétique turbulent de l'océan mondial est important [MOLEMAKER et al., 2010].

1.2 Influences sur la biogéochimie/biologie

Les structures de (sous)mésoéchelles, leurs dynamiques et leurs interactions avec la circulation moyenne représentent un champ d'étude important pour la compréhension des processus biogéochimiques et biologiques, qui se manifestent aux mêmes échelles spatiales et temporelles, de l'océan.

Plus de la moitié de la production primaire sur Terre a lieu dans les couches de surface de l'océan et implique la fixation photosynthétique du carbone atmosphérique par le phytoplancton [FIELD et al., 1998]. Cette activité biologique est cruciale car la vie dans l'océan repose sur ce processus. Cependant, contrairement aux plantes terrestres, les producteurs primaires, le phytoplancton, sont sujets aux caprices d'un environnement en perpétuel évolution et mouvement. Ainsi, la dynamique physique de l'océan de surface impacte le phytoplancton en modulant la disponibilité de la lumière et des nutriments dans l'environnement.

En particulier, les mécanismes dynamiques de (sous)mésoéchelles se manifestent à des échelles typiques des processus biologiques et biogéochimiques (Fig. 1.2). En effet, l'influence des dynamiques océaniques sur les communautés phytoplanctoniques est admise depuis les travaux de RILEY [1942] et SVERDRUP [1953] sur le rôle de contrôle des processus à (sous)mésoéchelle sur les blooms¹ phytoplanctoniques ou ceux de HAURY et al. [1978] sur l'effet structurant de la dynamique océanique sur la distribution spatiale du phytoplancton. En ce qui concerne les processus biogéochimiques, le rôle de la circulation océanique sur le transport de sels nutritifs (limitant ou favorisant la production planctonique) avait déjà été souligné par les travaux de DUGDALE [1967]. Ces dernières années, l'augmentation de la résolution des images satellites et des modèles numériques couplés ont mis en évidence le rôle important de ces échelles dynamiques sur la biogéochimie et la biologie. Comme le montre la Figure 1.4 la variabilité de la température de surface –ou *Sea Surface Temperature*– (SST) et de la concentration en chlorophylle *a* (Chl *a*) suit une distribution

1. efflorescence phytoplanctonique soudaine et rapide générée par des conditions favorables.

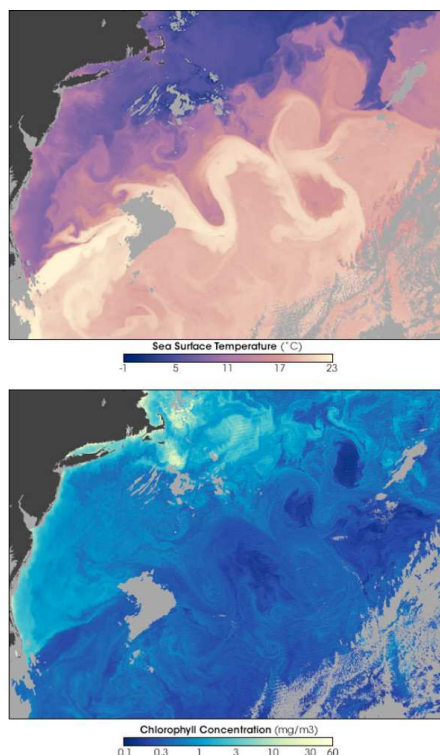


FIGURE 1.4 – Température (haut, SST) et concentration en chlorophylle-a (bas, Chl *a*) de surface du 18 Avril 2005 mesurées par le satellite Aqua MODIS (<https://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=5432>)

à fine-échelle sur laquelle nous pouvons clairement distinguer des tourbillons mésoéchelles et des gradients sous-mésoéchelles (filaments ou fronts) [KLEIN et al., 2011]. En fonction de l'échelle typique des processus, différents mécanismes vont impacter la distribution, l'abondance ou la dynamique d'un traceur biogéochimique ou biologique. La problématique du changement climatique a d'autant plus renforcé cette vision couplée d'un océan dans lequel les processus physiques et bio-géochimiques interagissent constamment.

1.2.1 À la mésoéchelle

Le transport horizontal et vertical de matière minérale ou organique dépend fortement de la circulation océanique de mésoéchelle. En effet, il existe plusieurs mécanismes par lesquels les tourbillons affectent la distribution des traceurs (SST, salinité de surface –ou *Sea Surface Salinity*– (SSS), nutriments, Chl *a*, particules...) dans l'océan. Certains sont relatifs au transport (advection horizontale ou piégeage) alors que d'autres modulent la production biologique en dirigeant la disponibilité en nutriments et en lumière (pompage vertical, interactions tourbillon-vent) [MCGILLICUDDY, 2016; WILLIAMS et FOLLOWS, 1998].

L'advection horizontale et le piégeage des masses d'eau dus à la dynamique tourbillonnaire peuvent transporter de la matière et ainsi créer des accumulations/aggrégations de matière et

du «patchiness²» phytoplanctonique [ABRAHAM, 1998; BAINBRIDGE, 1957; MARTIN, 2003]. Des effets d'étirements sur le bord d'un tourbillon vont perturber la distribution locale d'un traceur et ainsi générer des anomalies positives et négatives sur les bords du tourbillon. L'étirement en lui-même ne peut pas créer du patchiness, il ne peut que déformer un gradient préexistant. Grâce aux images fournies par les satellites, il est possible d'observer directement cet effet via la comparaison d'images de vitesses géostrophiques et de Chl *a* [LEHAHN et al., 2007]. Un autre mécanisme de transport horizontal se manifeste par le piégeage de masses d'eau au centre des tourbillons. Au moment de leur formation, les tourbillons vont piéger les masses d'eau environnantes et vont pouvoir les transporter sur quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres. Un exemple classique de piégeage par les tourbillons concerne le Gulf Stream : les cyclones formés par les méandres du courant vont piéger des eaux froides, douces et riches en nutriments et en Chl *a* alors que les anticyclones vont piéger des eaux chaudes, salées et pauvres [REUL et al., 2014; WIEBE et JOYCE, 1992]. Ainsi les tourbillons vont pouvoir transporter des caractéristiques chimiques et/ou biologiques dans des régions biogéochimiquement différentes. D'autres études ont également souligné l'effet structurant des transports mésoéchelles, sur la composition des écosystèmes et la distribution des espèces phytoplanctoniques [D'OVIDIO et al., 2010, 2013; PERRUCHE et al., 2011; SWEENEY et al., 2003].

En ce qui concerne le transport vertical, la mésoéchelle est estimée responsable d'un tiers des remontées de nutriments dans la couche euphotique des zones subtropicales et à moyennes latitudes [OSCHLIES et GARCON, 1998]. Le pompage vertical est un des processus par lequel des éléments biogéochimiques (nutriments) ou biologiques vont être advectés vers la surface ou vers le fond à l'intérieur du tourbillon. Ce mécanisme dépend du sens de rotation du tourbillon qui va, par effet de Coriolis, générer des mouvements verticaux et ainsi créer une accumulation (dôme) ou une diminution (creux) d'eau visible à la surface. Ces mouvements verticaux vont, par conséquent, faire varier les flux biogéochimiques dans la zone euphotique. Un autre processus est bien connu pour générer des mouvements verticaux : l'interaction tourbillon-vent [FLIERL et MCGILLICUDDY, 2002; NILER, 1969; STERN, 1965]. En effet, un vent uniforme soufflant sur un tourbillon symétrique va créer, par transport d'Ekman, un dipôle de mouvements verticaux vers la surface d'un côté et vers le fond de l'autre côté du tourbillon. Cette asymétrie est expliquée par la direction du vent identique d'un côté de la structure et opposée de l'autre. Les bilans de flux verticaux ne vont pas forcément dépendre de l'intensité des vitesses verticales générées mais plutôt de la persistance du mécanisme [GAUBE et al., 2015]. Pour cette raison, le pompage d'Ekman, qui n'engendre pas des vitesses verticales très intenses, est pourtant l'un des processus qui apporte le plus de nutriments en surface et va donc produire des anomalies positives (négatives) en Chl *a* dans les

2. accumulation de phytoplancton dans une zone bien délimitée

anticyclones (cyclones).

Ces processus ont un rôle important de soutien de la production primaire dans les zones oligotrophes en apportant des nutriments, notamment dans les gyres subtropicaux [FALKOWSKI et al., 1991; JENKINS, 1988; MCGILICUDDY et ROBINSON, 1997; STRASS, 1992]. Les modèles numériques ont également montré une augmentation de la productivité biologique dans les structures mésoéchelles [GARÇON et al., 2001]. Les modifications de l'environnement physique et biogéochimique induites par les tourbillons mésoéchelles peuvent aussi engendrer des changements dans les communautés de producteurs primaires. Un environnement peut être perturbé par un apport soudain de nutriments via un tourbillon, engendrant un changement de composition de la communauté phytoplanctonique en terme d'espèces et de tailles [GOLDMAN, 1988; RODRÍGUEZ et al., 2001]. Les mécanismes de transport augmentent la dispersion des larves et la connectivité dans les régions côtières (i.e. le transfert d'individus entre des habitats marins éloignés) [MITARAI et al., 2009]. Les distributions des espèces des niveaux trophiques supérieurs sont également impactées par les processus mésoéchelles :

- WIEBE et FLIERL [1983] notent un changement de la communauté zooplanctonique à l'intérieur d'un tourbillon.
- Des larves de poisson arrivent à se développer jusqu'à la phase pélagique grâce au piégeage par un tourbillon cyclonique [LOBEL et ROBINSON, 1986].
- L'abondance de certaines espèces de poissons (thons, marlins bleus) augmente à l'intérieur de tourbillons cycloniques [SEKI et al., 2002; TEO et BLOCK, 2010].
- Les grands prédateurs marins (tortues, oiseaux, lions de mer ou pingouins) utilisent les structures mésoéchelles au moment de la chasse [COTTÉ et al., 2015, 2007; KAI et al., 2009; KOBAYASHI et al., 2011].

1.2.2 À la sous-mésoéchelle

Les processus de sous-mésoéchelle se manifestent à des échelles de temps similaires à celles de la production biologique et sont donc particulièrement importants dans la compréhension de la dynamique phytoplanctonique. En effet, LÉVY et al. [2001]; MAHADEVAN et ARCHER [2000] ont montré, grâce à des simulations numériques, que plus la résolution du modèle augmentait (et par conséquent les processus sous-mésoéchelles étaient mieux pris en compte) plus la productivité était importante. Des sorties d'un modèle idéalisé suggèrent également qu'environ 20% de la production nouvelle, dans les régions oligotrophes, seraient dû à la dynamique sous-mésoéchelle [LÉVY et al., 2014]. Deux types de mécanismes entrent en jeu dans les interactions entre les com-

munautés biologiques marines et l'environnement physique à sous-mésoéchelle : l'advection horizontale et le transport vertical.

En surface, l'advection horizontale de propriétés biogéochimiques est dominée par les étirements et cisaillements, générés par les vitesses horizontales, qui jouent un rôle important sur la distribution spatiale des éléments et du phytoplancton, en particulier dans les filaments [JOHNSON et al., 2009]. La présence de gradients horizontaux d'éléments biogéochimiques à fine-échelle est un facteur important de la distribution des communautés biologiques. En effet, les microorganismes sont des éléments passifs et suivent donc les mouvements de la circulation océanique et/ou des éléments biogéochimiques. Plusieurs études ont déjà montré que les organismes fixateur d'azote atmosphérique, qui soutiennent fortement la production primaire dans les zones oligotrophiques, se concentrent autour de gradients et de structures sous-mésoéchelles [BONNET et al., 2015; CHURCH et al., 2009; FONG et al., 2008]. LÉVY et al. [2015] ont également mis en évidence que la circulation à petite échelle pouvait, au niveau de zones frontales, mettre en contact des populations. Ce mécanisme permet notamment l'intensification du développement et l'augmentation de la grande diversité des organismes dans ces zones.

En plus de réguler la distribution horizontale des microorganismes, les processus sous-mésoéchelles participent au développement phytoplanctonique soit en remontant directement des nutriments du fond vers la surface, soit en modulant leur distribution verticale en les déplaçant vers (ou loin) de la lumière ou des nutriments. Comme nous l'avons vu précédemment les vitesses verticales agéostrophiques au niveau de fronts tendent à remettre le système en équilibre géostrophique. Ces vitesses agéostrophiques advectent des nutriments le long des surfaces isopycnales qui remontent vers la couche euphotique. L'efficacité de la remontée de nutriment dépend du temps d'action et de la profondeur à laquelle se manifestent les vitesses verticales (dans une couche euphotique). Les vitesses agéostrophiques verticales peuvent également exporter des eaux riches et du phytoplancton vers le fond en dehors de la couche euphotique [GUIDI et al., 2012; OMAND et al., 2015]. Les dynamiques sous-mésoéchelle, par transport d'Ekman, peuvent également générer du pompage d'Ekman intensifié par la vorticité positive ou négative du front [MAHADEVAN et al., 2008; THOMAS et RHINES, 2002] ou par l'effet du vent en surface.

Les dynamiques complexes d'avections horizontales et verticales couplées aux dynamiques intrinsèques au développement biologique conduisent à une distribution et une production sous-mésoéchelle du phytoplancton très hétérogène dans l'océan. Le zooplancton et les niveaux trophiques supérieurs, qui dépendent des biomasses et des agrégations de phytoplancton, vont donc suivre la répartition à fine-échelle du phytoplancton.

1.3 Objectifs et stratégies

Les processus de (sous)mésoéchelle détaillés dans cette introduction montrent l'influence de ces structures sur les flux biogéochimiques et biologiques à l'échelle de l'océan mondial. L'étude des processus à fine-échelle représente le chaînon manquant de la compréhension de la cascade directe de l'énergie entre la mésoéchelle et les échelles dissipatives [FERRARI et WUNSCH, 2009]. Si aujourd'hui leur importance et le couplage avec la biogéochimie/biologie sont facilement étudiés grâce à des simulations numériques haute-résolution, leur dimension spatiale, en revanche, représente une véritable barrière à leur observation [MCWILLIAMS, 2016]. En effet, l'analyse *in situ* de ces structures constitue un véritable challenge pour les campagnes océanographiques, de par leurs caractéristiques spatiales et temporelles : petites en taille et courte durée d'existence. La tâche devient encore plus compliquée lorsqu'il s'agit d'échantillonner ces structures à haute-résolution, à la fois, pour l'étude hydrodynamique et biogéochimique, car les stratégies expérimentales de ces deux domaines ne sont pas toujours en adéquation. Le développement des stratégies d'échantillonnage Lagrangiennes permet de mesurer des variables biogéochimiques et biologiques au sein de structures à (sous)mésoéchelles [HILLMER et IMBERGER, 2007]. De plus en plus d'efforts ont été également fournis récemment pour développer des instrumentations permettant d'accéder à des mesures biogéochimiques *in situ* à très haute fréquence ($\theta(\text{min})$). Ce type d'échantillonnage donne la possibilité d'explorer l'influence des circulations océaniques à fine-échelle sur les processus biogéochimiques pour un continuum d'échelles spatiales et temporelles. De plus ces mesures à haute-fréquence, associées à l'augmentation de la résolution des mesures satellites, permettent d'accéder à une grande variété de données physiques et biogéochimiques à (sous)mésoéchelle.

Ce travail de thèse s'est articulé autour de trois campagnes en mer au cours desquelles des stratégies et des mesures innovantes ont été mises en place dans le but d'observer l'influence des structures de (sous)mésoéchelle sur les dynamiques biogéochimiques et biologiques. Ces trois campagnes se sont déroulées dans trois zones différentes : le Pacifique Sud-Ouest via un transect zonal à 19°S, la mer de Corail dans le Pacifique Sud et la mer Ligure en Méditerranée. Situées dans l'océan hauturier, ces trois régions offrent des caractéristiques intéressantes car chacune d'elle est globalement soumise à une circulation et à un environnement biogéochimique particulier. Ainsi, ces différentes campagnes permettent d'observer, dans différents cas synoptiques, les effets de la circulation océanique sur les variations biogéochimiques. Le plan de cette thèse regroupe trois chapitres qui toutefois ne correspondent pas de façon linéaire aux trois campagnes. En effet, les travaux entrepris au cours de cette thèse sont présentés selon une descente d'échelle, en introduisant en premier lieu les potentielles influences de toutes les échelles de la circulation de surface sur la distribution des éléments. Les deux chapitres suivants se concentrent sur les effets de la

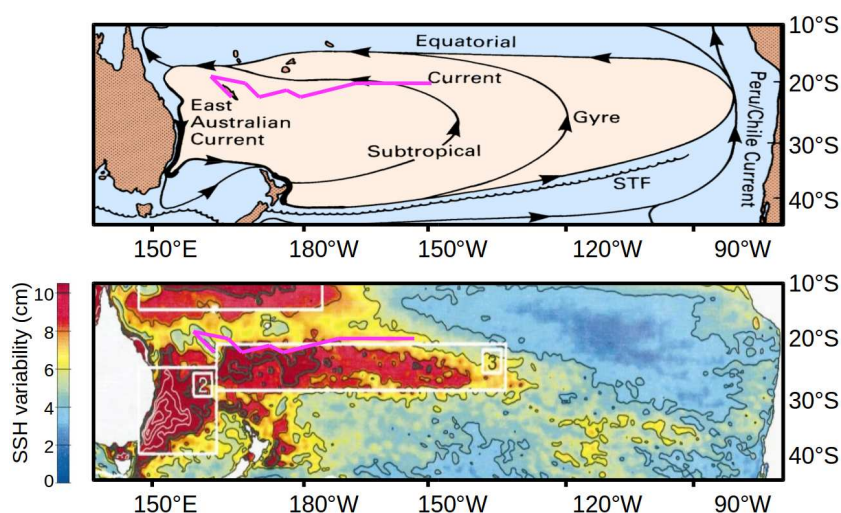


FIGURE 1.5 – Haut : Schéma de circulation du Pacifique Sud (d'après TOMCZAK et GODFREY [2013]). Bas : Moyenne quadratique de la variabilité de hauteur de surface (barre de couleur, cm) mesurée par altimétrie entre Octobre 1992 et Février 2002 (d'après QIU et CHEN [2004]). La ligne magenta indique le trajet de la campagne *OUTPACE*.

mésoéchelle puis de la sous-mésoéchelle via des études de cas.

La première partie de ce travail, qui fait l'objet du Chapitre 3, se focalise sur la circulation océanique, en surface, de la grande échelle à la sous-mésoéchelle dans le Pacifique Sud-Ouest qui a été échantillonné pendant la campagne *Oligotrophy to UUltra-oligotrophy PACific Experiment (OUTPACE)* [MOUTIN et BONNET, 2015]. Cette région est dominée par la circulation du gyre du Pacifique Sud dont la branche Nord est formée par le Courant Sud-Équatorial –ou *South Equatorial Current*– (SEC) (Fig. 1.5). Lorsque ce courant atteint les multiples îles que compte le Pacifique Sud-Ouest, il se sépare en différents courants. Les interactions entre ces courants et les îles, associées aux instabilités barotropes et baroclines, induisent une forte activité mésoéchelle zonale autour de 18°S [HRISTOVA et al., 2014; QIU et CHEN, 2004; QIU et al., 2009]. La campagne *OUTPACE*, qui s'est déroulée sur la bordure de cette bande à forte variabilité mésoéchelle, offre donc l'opportunité de replacer les données biogéochimiques récoltées dans le contexte dynamique de la région. Les caractéristiques de cette zone d'échantillonnage, couvrant l'ensemble du Pacifique Sud-Ouest de façon zonale, nous a amené à étudier comment les différentes échelles de la circulation océanique (de grande échelle à sous-mésoéchelle) pouvaient influencer la distribution des éléments biogéochimiques dans ce bassin. Pour répondre à cette question, nous utilisons des diagnostics Lagrangiens calculés avec des données satellites de courants de surface originales à haute-résolution pour identifier les trajectoires de masses d'eau et les structures (sous)mésoéchelles en place pendant la campagne. Ces diagnostics dynamiques sont couplés avec des observations *in situ* et satellites de paramètres biogéochimiques de surface pour déterminer l'influence des différentes échelles sur la distribution de surface des différents éléments.

La deuxième partie de ce travail de thèse se concentre sur l'influence de la mésoéchelle sur le

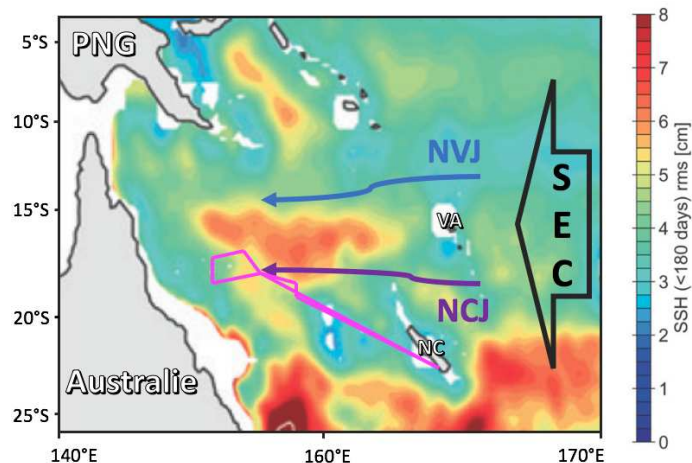


FIGURE 1.6 – Moyenne quadratique de la variabilité de hauteur de surface (barre de couleur, cm) mesurée par altimétrie (*Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic 3* (AVISO), d'après [QIU et al. \[2009\]](#)). Les flèches bleu, violette et noire indiquent la trajectoire et la direction des principaux courants circulant en mer de Corail (respectivement le NVJ, le NCJ et le SEC). La route de la campagne *Bifurcation* est montrée en magenta. Nous indiquons également la position de l'Australie, la Papouasie Nouvelle-Guinée (PNG), la Nouvelle-Calédonie (NC) et le Vanuatu (VA).

transport des masses d'eau. Le Chapitre 4 présente notamment deux cas synoptiques dans deux régions qui semblent fortement affectées par l'activité mésoéchelle. En particulier, nous nous demandons comment le transport de masse d'eau par les trajectoires mésoéchelles ou le piégeage par un tourbillon, peut créer des connexions entre des régions biogéochimiques différentes et ainsi affecter la dynamique biologique. Le premier cas d'étude concerne un bloom phytoplanctonique échantillonné pendant la campagne *OUTPACE* au niveau de la zone de transition avec les eaux pauvres du gyre du Pacifique Sud (vers 170°O). Une fois de plus les trajectoires Lagrangiennes de particules numériques en surface permettent d'étudier l'advection horizontale du bloom et d'étudier son origine possible. Le deuxième cas d'étude se focalise sur les données acquises au cours de la campagne *Bifurcation* [[MAES, 2012](#)] en mer de Corail. Cette région présente une circulation générale bien établie avec deux courants indépendants qui circulent vers l'Ouest, le Jet Nord Vanuatu –ou *North Vanuatu Jet*– (NVJ) et Jet Nord Calédonien –ou *North Caledonian Jet*– (NCJ), et une intense activité de mésoéchelle en son centre (Fig. 1.6) [[GANACHAUD et al., 2013](#); [GASPARIN et al., 2014](#); [QIU et al., 2009](#)]. La campagne *Bifurcation* a permis d'échantillonner les masses d'eau caractéristiques, et différentes, des deux courants, sur la trajectoire du NCJ. Pour identifier l'origine et les trajectoires de ces masses d'eau, nous suivons les structures mésoéchelles en présence pendant l'échantillonnage.

Enfin l'étude sur l'influence de la sous-mésoéchelle est présentée dans le Chapitre 5 via deux exemples synoptiques. Dans un premier temps, nous nous focalisons sur les effets de l'advection horizontale, et plus particulièrement celui induit par un front océanique, sur la distribution en surface de différentes communautés phytoplanctoniques. Cet effet est examiné grâce à deux sections originales, d'une centaine de kilomètres, pendant lesquelles des mesures haute-fréquences

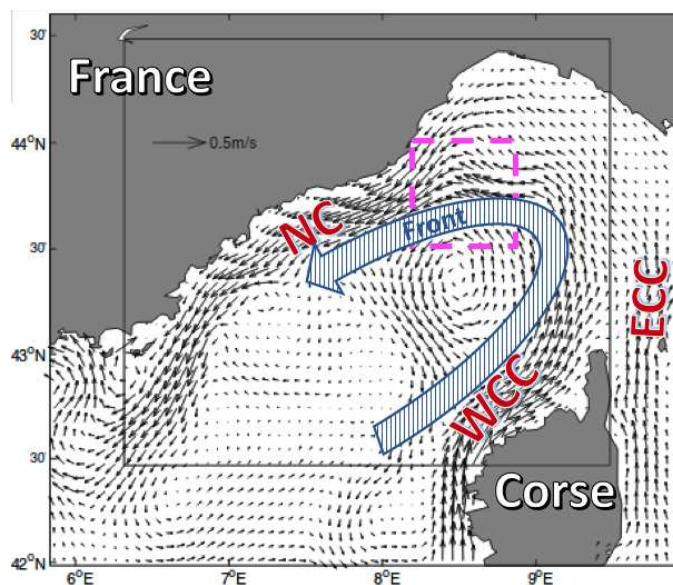


FIGURE 1.7 – Courants moyens (flèches noires) de surface calculés pour l’hiver 1998 par le modèle GHER (GeoHydrodynamics and Environment Research, d’après BARTH et al. [2005]). La position des courants majeurs est indiqué (NC : Courant Nord, WCC : Courant Ouest Corse, ECC : Courant Est Corse). La boîte magenta révèle la position de la campagne OSCAHR en Oct-Nov 2015. Le schéma du positionnement du front, d’après GOFFART et al. [1995], est montré par la flèche rayée bleue.

de paramètres biogéochimiques et d’abondance de micro-organismes ont été réalisées pendant la campagne *OUTPACE*. Ces données révèlent la distribution fine-échelle des microorganismes, qui est comparée à la présence de structures frontales identifiées grâce à un diagnostic Lagrangien : les Exposants de Lyapunov en espace fini –ou *Finite Size Lyapunov exponents*– (FSLE). Dans une deuxième étude, nous nous concentrons sur l’influence des vitesses verticales, induites par une circulation cyclonique fine-échelle en Méditerranée, sur la distribution verticale de particules dans la colonne d’eau. Des données haute-résolution récoltées pendant la campagne *Observing Submesoscale Coupling At High Resolution (OSCAHR)* permettent de reconstruire la structure 3-D de la circulation cyclonique et ainsi d’étudier sa dynamique verticale associée aux distributions d’éléments biogéochimiques. Cette circulation cyclonique quasi-permanente, le long des côtes italiennes et françaises, est créée par l’écoulement des Courant Ouest Corse –ou *Western Corsica Current*– (WCC) et Courant Est Corse –ou *Eastern Corsica Current*– (ECC) qui se rejoignent pour former le Courant Nord –ou *Northern Current*– (NC) (Fig. 1.7). Cette région étant également un sanctuaire pour les cétacés, la compréhension de l’influence de cette circulation sur la distribution verticale des éléments biogéochimiques, qui va affecter tous les niveaux trophiques, est primordiale.

Dans le Chapitre 6, une synthèse de ces travaux est détaillée et les perspectives sont présentées.

Bibliographie

- ABRAHAM, E. R. 1998, «The generation of plankton patchiness by turbulent stirring», *Nature*, vol. 391, n° 6667, p. 577. 8
- ARÍSTEGUI, J., P. SANGRÁ, S. HERNÁNDEZ-LEÓN, M. CANTÓN, A. HERNÁNDEZ-GUERRA et J. KERLING. 1994, «Island-induced eddies in the Canary Islands», *Deep-Sea Res. I*, vol. 41, n° 10, p. 1509–1525. 4
- BAINBRIDGE, R. 1957, «The size, shape and density of marine phytoplankton concentrations», *Biological Reviews*, vol. 32, n° 1, p. 91–115. 8
- BARTH, A., A. ALVERA-AZCÁRATE, M. RIXEN et J.-M. BECKERS. 2005, «Two-way nested model of mesoscale circulation features in the Ligurian Sea», *Prog. Oceanogr.*, vol. 66, n° 2-4, p. 171–189. 14
- BARTON, E. D., G. BASTERRETXEA, P. FLAMENT, E. G. MITCHELSON-JACOB, B. JONES, J. ARÍSTEGUI et F. HERRERA. 2000, «Lee region of gran canaria», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 105, n° C7, p. 17 173–17 193. 4
- BONNET, S., M. RODIER, K. TURK-KUBO, C. GERMINEAUD, C. MENKES, A. GANACHAUD, S. CRAVATTE, P. RAIMBAULT, E. CAMPBELL, A. DESNUES, C. MAES et G. ELGIN. 2015, «Contrasted geographical distribution of N₂ fixation rates and *nifH* phylotypes in the Coral and Solomon Seas (South-Western Pacific) during austral winter conditions», *Global. Biogeo. Cyc.* 10
- CAPET, X., E. CAMPOS et A. PAIVA. 2008a, «Submesoscale activity over the Argentinian shelf», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 35, n° 15. 5
- CAPET, X., J. C. MCWILLIAMS, M. J. MOLEMAKER et A. SHCHEPETKIN. 2008b, «Mesoscale to submesoscale transition in the California Current System. Part I : Flow structure, eddy flux, and observational tests», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 38, n° 1, p. 29–43. 5
- CAPET, X., J. C. MCWILLIAMS, M. J. MOLEMAKER et A. SHCHEPETKIN. 2008c, «Mesoscale to submesoscale transition in the California Current System. Part II : Frontal processes», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 38, n° 1, p. 44–64. 5
- CAPET, X., J. C. MCWILLIAMS, M. J. MOLEMAKER et A. SHCHEPETKIN. 2008d, «Mesoscale to submesoscale transition in the california current system. part iii : Energy balance and flux», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 38, n° 10, p. 2256–2269. 5
- CHELTON, D. B., M. G. SCHLAX et R. M. SAMELSON. 2011, «Global observations of nonlinear mesoscale eddies», *Prog. Oceanogr.*, vol. 91, n° 2, p. 167–216. 4
- CHELTON, D. B., M. G. SCHLAX, R. M. SAMELSON et R. A. DE SZOEKE. 2007, «Global observations of large oceanic eddies», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 34, n° 15. 4, LXXXVI
- CHURCH, M. J., C. MAHAFFEY, R. M. LETELIER, R. LUKAS, J. P. ZEHR et D. M. KARL. 2009, «Physical forcing of nitrogen fixation and diazotroph community structure in the North Pacific subtropical gyre», *Global. Biogeo. Cyc.*, vol. 23, n° 2. 10
- COTTÉ, C., F. D’OVIDIO, A.-C. DRAGON, C. GUINET et M. LÉVY. 2015, «Flexible preference of southern elephant seals for distinct mesoscale features within the Antarctic Circumpolar Current», *Prog. Oceanogr.*, vol. 131, p. 46–58. 9
- COTTÉ, C., Y.-H. PARK, C. GUINET et C.-A. BOST. 2007, «Movements of foraging king penguins through marine mesoscale eddies», *Proceedings of the Royal Society of London B : Biological Sciences*, vol. 274, n° 1624, p. 2385–2391. 9
- CUSHMAN-ROISIN, B. et M. MANGA. 1995, «Introduction to Geophysical Fluid Dynamics», *Pure and Applied Geophysics*, vol. 144, n° 1, p. 177–178. 5
- D’ASARO, E. A. 1988, «Generation of submesoscale vortices : A new mechanism», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 93, n° C6, p. 6685–6693. 5
- DICKEY, T. D. 1991, «The emergence of concurrent high-resolution physical and bio-optical measurements in the upper ocean and their applications», *Rev. Geophys.*, vol. 29, n° 3, p. 383–413. 2

- DICKEY, T. D. 2003, «Emerging ocean observations for interdisciplinary data assimilation systems», *J. Mar. Sys.*, vol. 40, p. 5–48. 2, 3
- DOGLIOLI, A. M., A. GRIFFA et M. G. MAGALDI. 2004, «Numerical study of a coastal current on a steep slope in presence of a cape : The case of the Promontorio di Portofino», *J. Geophys. Res-O.*, vol. 109, n° C12. 4
- DUGDALE, R. 1967, «Nutrient limitation in the sea : Dynamics, identification, and significance 1», *Limnology and Oceanography*, vol. 12, n° 4, p. 685–695. 6
- D’OVIDIO, F., S. DE MONTE, S. ALVAIN, Y. DANDONNEAU et M. LÉVY. 2010, «Fluid dynamical niches of phytoplankton types», *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 107, n° 43, p. 18366–18370. 8
- D’OVIDIO, F., S. DE MONTE, A. DELLA PENNA, C. COTTÉ et C. GUINET. 2013, «Ecological implications of eddy retention in the open ocean : a Lagrangian approach», *Journal of Physics A : Mathematical and Theoretical*, vol. 46, n° 25, p. 254023. 8
- FALKOWSKI, P. G., D. ZIEMANN, Z. KOLBER et P. K. BIENFANG. 1991, «Role of eddy pumping in enhancing primary production in the ocean», *Nature*, vol. 352, n° 6330, p. 55. 9
- FERRARI, R. et C. WUNSCH. 2009, «Ocean circulation kinetic energy : Reservoirs, sources, and sinks», *Annu. Rev. Fluid Mech.*, vol. 41. 5, 11
- FIELD, C. B., M. J. BEHRENFELD, J. T. RANDERSON et P. FALKOWSKI. 1998, «Primary production of the biosphere : integrating terrestrial and oceanic components», *Science*, vol. 281, n° 5374, p. 237–240. 6
- FIEUX, M., R. MOLCARD et R. MORROW. 2005, «Water properties and transport of the Leeuwin Current and eddies off Western Australia», *Deep-Sea Res. I*, vol. 52, n° 9, p. 1617–1635. 5
- FLIERL, G. et D. J. MCGILLICUDDY. 2002, «Mesoscale and submesoscale physical-biological interactions», *The sea*, vol. 12, p. 113–185. 8
- FLIERL, G. R. 1981, «Particle motions in large-amplitude wave fields», *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*, vol. 18, n° 1-2, p. 39–74. 5
- FONG, A. A., D. M. KARL, R. LUKAS, R. M. LETELIER, J. P. ZEHR et M. J. CHURCH. 2008, «Nitrogen fixation in an anticyclonic eddy in the oligotrophic North Pacific Ocean», *The ISME journal*, vol. 2, n° 6, p. 663. 10
- GANACHAUD, A., M. BOWEN, G. BRASSINGTON, W. CAI, S. CRAVATTE, R. DAVIS, L. GOURDEAU, T. HASEGAWA, K. HILL, N. HOLBROOK et al.. 2013, «Advances from the Southwest Pacific Ocean circulation and climate experiment (SPICE)», *CLIVAR Exchanges No. 61*, vol. 18, n° 1, p. 16–23. 13
- GARÇON, V. C., A. OSCHLIES, S. C. DONEY, D. MCGILLICUDDY et J. WANIEK. 2001, «The role of mesoscale variability on plankton dynamics in the North Atlantic», *Deep-Sea Res. II*, vol. 48, n° 10, p. 2199–2226. 9
- GASPARIN, F., C. MAES, J. SUDRE, V. GARÇON et A. GANACHAUD. 2014, «Water mass analysis of the Coral Sea through an Optimum Multiparameter method», *J. Geophys. Res-O.*, vol. 119, n° 10, p. 7229–7244. 13
- GAUBE, P., D. B. CHELTON, R. M. SAMELSON, M. G. SCHLAX et L. W. O’NEILL. 2015, «Satellite observations of mesoscale eddy-induced Ekman pumping», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 45, n° 1, p. 104–132. 8
- GOFFART, A., J.-H. HECQ et L. PRIEUR. 1995, «Contrôle du phytoplancton du bassin Liguro-provençal (secteur Corse)», *Oceanologica Acta*, vol. 18, p. 329–342. 14
- GOLDMAN, J. C. 1988, «Spatial and temporal discontinuities of biological processes in pelagic surface waters», dans *Toward a theory on biological-physical interactions in the world ocean*, Springer, p. 273–296. 9
- GUIDI, L., P. H. CALIL, S. DUHAMEL, K. M. BJÖRKMAN, S. C. DONEY, G. A. JACKSON, B. LI, M. J. CHURCH, S. TOZZI, Z. S. KOLBER et al.. 2012, «Does eddy-eddy interaction control surface phytoplankton distribution and carbon export in the North Pacific Subtropical Gyre ?», *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, vol. 117, n° G2. 10
- HALLIWELL JR, G. R. et P. CORNILLON. 1990, «Large-scale SST variability in the western North Atlantic subtropical convergence zone during FASINEX. Part II : Upper ocean heat balance and frontogenesis», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 20, n° 2, p. 223–234. 6

- HAURY, L., J. MCGOWAN et P. WIEBE. 1978, «Patterns and processes in the time-space scales of plankton distributions», dans *Spatial pattern in plankton communities*, Springer, p. 277–327. 6
- HILLMER, I. et J. IMBERGER. 2007, «Estimating in situ phytoplankton growth rates with a Lagrangian sampling strategy», *Limnol. Oceanogr.-Meth.*, vol. 5, n° 12, p. 495–509. 11
- HOSKINS, B. 1982, «The mathematical theory of frontogenesis», *Annu. Rev. Fluid Mech.*, vol. 14, n° 1, p. 131–151. 5
- HRISTOVA, H. G., W. S. KESSLER, J. C. MCWILLIAMS et M. J. MOLEMAKER. 2014, «Mesoscale variability and its seasonality in the Solomon and Coral Seas», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 119, n° 7, p. 4669–4687. 12
- ISERN-FONTANET, J., E. GARCÍA-LADONA et J. FONT. 2006, «Vortices of the Mediterranean Sea : An altimetric perspective», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 36, n° 1, p. 87–103. 5
- JENKINS, W. 1988, «The use of anthropogenic tritium and helium-3 to study subtropical gyre ventilation and circulation», *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, vol. 325, n° 1583, p. 43–61. 9
- JOHNSTON, T. S., O. M. CHERITON, J. T. PENNINGTON et F. P. CHAVEZ. 2009, «Thin phytoplankton layer formation at eddies, filaments, and fronts in a coastal upwelling zone», *Deep-Sea Res. II*, vol. 56, n° 3-5, p. 246–259. 10
- KAI, E. T., V. ROSSI, J. SUDRE, H. WEIMERSKIRCH, C. LOPEZ, E. HERNANDEZ-GARCIA, F. MARSAC et V. GARCÓN. 2009, «Top marine predators track Lagrangian coherent structures», *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 106, n° 20, p. 8245–8250. 9
- KERSALE, M., A. DOGLIOLI et A. PETRENKO. 2011, «Sensitivity study of the generation of mesoscale eddies in a numerical model of Hawaii islands», *Ocean Sci.*, vol. 7, n° 3, p. 277–291. 4
- KLEIN, P., B. L. HUA, G. LAPEYRE, X. CAPET, S. LE GENTIL et H. SASAKI. 2008, «Upper ocean turbulence from high-resolution 3D simulations», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 38, n° 8, p. 1748–1763. 5
- KLEIN, P., G. LAPEYRE, G. ROULLET, S. LE GENTIL et H. SASAKI. 2011, «Ocean turbulence at meso and sub-mesoscales : connection between surface and interior dynamics», *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*, vol. 105, n° 4-5, p. 421–437. 7
- KOBAYASHI, D. R., I.-J. CHENG, D. M. PARKER, J. J. POLOVINA, N. KAMEZAKI et G. H. BALAZS. 2011, «Loggerhead turtle (*Caretta caretta*) movement off the coast of Taiwan : characterization of a hotspot in the East China Sea and investigation of mesoscale eddies», *ICES Journal of Marine Science*, vol. 68, n° 4, p. 707–718. 9
- LEHAHN, Y., F. D’OVIDIO, M. LÉVY et E. HEIFETZ. 2007, «Stirring of the northeast Atlantic spring bloom : A Lagrangian analysis based on multisatellite data», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 112, n° C8. 8
- LÉVY, M. 2008, «The modulation of biological production by oceanic mesoscale turbulence», dans *Transport and Mixing in Geophysical Flows*, Springer, p. 219–261. 5
- LÉVY, M., O. JAHN, S. DUTKIEWICZ, M. J. FOLLOWS et F. D’OVIDIO. 2015, «The dynamical landscape of marine phytoplankton diversity», *Journal of The Royal Society Interface*, vol. 12, n° 111, p. 20150481. 10
- LÉVY, M., P. KLEIN et A.-M. TREGUIER. 2001, «Impact of sub-mesoscale physics on production and subduction of phytoplankton in an oligotrophic regime», *J. Mar. Res.*, vol. 59, n° 4, p. 535–565. 9
- LÉVY, M., L. RESPLANDY et M. LENGAINNE. 2014, «Oceanic mesoscale turbulence drives large biogeochemical interannual variability at middle and high latitudes», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 41, n° 7, p. 2467–2474. 9
- LOBEL, P. et A. ROBINSON. 1986, «Transport and entrapment of fish larvae by ocean mesoscale eddies and currents in Hawaiian waters», *Deep-Sea Res. I*, vol. 33, n° 4, p. 483–500. 9
- MAES, C. 2012, «BIFURCATION cruise, Alis R/V», Doi :10.17600/12100100. 13
- MAGALDI, M. G., T. M. ÖZGÖKMEN, A. GRIFFA et M. RIXEN. 2010, «On the response of a turbulent coastal buoyant current to wind events : the case of the Western Adriatic Current», *Ocean Dynam.*, vol. 60, n° 1, p. 93–122. 4

- MAHADEVAN, A. 2016, «The impact of submesoscale physics on primary productivity of plankton», *Annual review of marine science*, vol. 8, p. 161–184. 5
- MAHADEVAN, A. et D. ARCHER. 2000, «Modeling the impact of fronts and mesoscale circulation on the nutrient supply and biogeochemistry of the upper ocean», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 105, n° C1, p. 1209–1225. 9
- MAHADEVAN, A. et A. TANDON. 2006, «An analysis of mechanisms for submesoscale vertical motion at ocean fronts», *Ocean Model.*, vol. 14, n° 3-4, p. 241–256. 5
- MAHADEVAN, A., L. N. THOMAS et A. TANDON. 2008, «Comment on " Eddy/wind interactions stimulate extraordinary mid-ocean plankton blooms" », *Science*, vol. 320, n° 5875, p. 448–448. 10
- MARTIN, A. 2003, «Phytoplankton patchiness : the role of lateral stirring and mixing», *Prog. Oceanogr.*, vol. 57, n° 2, p. 125–174. 8
- MCGILLICUDDY, D. et A. ROBINSON. 1997, «Eddy-induced nutrient supply and new production in the Sargasso Sea», *Deep-Sea Res. I*, vol. 44, n° 8, p. 1427–1450. 9
- MCGILLICUDDY, J., DENNIS. 2016, «Mechanisms of physical-biological-biogeochemical interaction at the oceanic mesoscale», . 7
- MCWILLIAMS, J. C. 2016, «Submesoscale currents in the ocean», *Proc. R. Soc. A*, vol. 472, n° 2189, p. 20160117. 5, 6, 11
- MITARAI, S., D. SIEGEL, J. WATSON, C. DONG et J. MCWILLIAMS. 2009, «Quantifying connectivity in the coastal ocean with application to the Southern California Bight», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 114, n° C10. 9
- MOLEMAKER, M. J., J. C. MCWILLIAMS et X. CAPET. 2010, «Balanced and unbalanced routes to dissipation in an equilibrated Eady flow», *J. Fluid Mech.*, vol. 654, p. 35–63. 6
- MORROW, R., F. BIROL, D. GRIFFIN et J. SUDRE. 2004, «Divergent pathways of cyclonic and anti-cyclonic ocean eddies», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 31, n° 24. 5
- MORROW, R., F. FANG, M. FIEUX et R. MOLCARD. 2003, «Anatomy of three warm-core Leeuwin Current eddies», *Deep-Sea Res. II*, vol. 50, n° 12, p. 2229–2243. 5
- MOUTIN, T. et S. BONNET. 2015, «OUTPACE cruise, RV L'Atalante», doi :10.17600/15000900. 12
- MÜLLER, P. et C. FRANKIGNOUL. 1981, «Direct atmospheric forcing of geostrophic eddies», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 11, n° 3, p. 287–308. 4
- NIILER, P. P. 1969, «On the Ekman divergence in an oceanic jet», *J. Geophys. Res.*, vol. 74, n° 28, p. 7048–7052. 8
- OMAND, M. M., E. A. D'ASARO, C. M. LEE, M. J. PERRY, N. BRIGGS, I. CETINIĆ et A. MAHADEVAN. 2015, «Eddy-driven subduction exports particulate organic carbon from the spring bloom», *Science*, vol. 348, n° 6231, p. 222–225. 10
- OSCHLIES, A. et V. GARCON. 1998, «Eddy-induced enhancement of primary production in a model of the North Atlantic Ocean», *Nature*, vol. 394, n° 6690, p. 266. 8
- PASCUAL, A., Y. FAUGÈRE, G. LARNICOL et P.-Y. LE TRAON. 2006, «Improved description of the ocean mesoscale variability by combining four satellite altimeters», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 33, n° 2. 2, 3
- PERRUICHE, C., P. RIVIÈRE, G. LAPEYRE, X. CARTON et P. PONDAVEN. 2011, «Effects of surface quasi-geostrophic turbulence on phytoplankton competition and coexistence», *J. Mar. Res.*, vol. 69, n° 1, p. 105–135. 8
- POLLARD, R. et L. REGIER. 1990, «Large variations in potential vorticity at small spatial scales in the upper ocean», *Nature*, vol. 348, n° 6298, p. 227. 5
- QIU, B. et S. CHEN. 2004, «Seasonal modulations in the eddy field of the South Pacific Ocean», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 34, n° 7, p. 1515–1527. 12

- QIU, B., S. CHEN et W. S. KESSLER. 2009, «Source of the 70-Day Mesoscale Eddy Variability in the Coral Sea and the North Fiji Basin*», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 39, n° 2, p. 404–420. 12, 13
- REUL, N., S. FOURNIER, J. BOUTIN, O. HERNANDEZ, C. MAES, B. CHAPRON, G. ALORY, Y. QUILFEN, J. TENERELLI, S. MORISSET et al.. 2014, «Sea surface salinity observations from space with the SMOS satellite : A new means to monitor the marine branch of the water cycle», *Surv. Geophys.*, vol. 35, n° 3, p. 681–722. 8
- RICHARDSON, P. L. 1980, «Gulf Stream ring trajectories», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 10, n° 1, p. 90–104. 2
- RILEY, G. A. 1942, «The relationship of vertical turbulence and spring diatom flowerings», *J. Mar. Res.*, vol. 5, n° 1, p. 67–87. 6
- RODRÍGUEZ, J., J. TINTORÉ, J. T. ALLEN, J. M. BLANCO, D. GOMIS, A. REUL, J. RUIZ, V. RODRÍGUEZ, F. ECHEVARRÍA et F. JIMÉNEZ-GÓMEZ. 2001, «Mesoscale vertical motion and the size structure of phytoplankton in the ocean», *Nature*, vol. 410, n° 6826, p. 360. 9
- RUDNICK, D. L. 1996, «Intensive surveys of the Azores Front : 2. Inferring the geostrophic and vertical velocity fields», *J. Geophys. Res-O.*, vol. 101, n° C7, p. 16 291–16 303. 5
- SEKI, M. P., R. LUMPKIN et P. FLAMENT. 2002, «Hawaii cyclonic eddies and blue marlin catches : the case study of the 1995 Hawaiian International Billfish Tournament», *Journal of Oceanography*, vol. 58, n° 5, p. 739–745. 9
- SPALL, M. A. 1995, «Frontogenesis, subduction, and cross-front exchange at upper ocean fronts», *J. Geophys. Res-O.*, vol. 100, n° C2, p. 2543–2557. 6
- STAMMER, D. 1997, «Global characteristics of ocean variability estimated from regional TOPEX/POSEIDON altimeter measurements», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 27, n° 8, p. 1743–1769. 2
- STERN, M. E. 1965, «Interaction of a uniform wind stress with a geostrophic vortex», dans *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, vol. 12, Elsevier, p. 355–367. 8
- STRASS, V. H. 1992, «Chlorophyll patchiness caused by mesoscale upwelling at fronts», *Deep-Sea Res. I*, vol. 39, n° 1, p. 75–96. 9
- SVERDRUP, H. 1953, «On vernal blooming of phytoplankton», *Conseil Exp. Mer*, vol. 18, p. 287–295. 6
- SWEENEY, E. N., D. J. MCGILLCUDDY et K. O. BUESSELER. 2003, «Biogeochemical impacts due to mesoscale eddy activity in the Sargasso Sea as measured at the Bermuda Atlantic Time-series Study (BATS)», *Deep-Sea Res. II*, vol. 50, n° 22, p. 3017–3039. 8
- TEO, S. L. et B. A. BLOCK. 2010, «Comparative influence of ocean conditions on yellowfin and Atlantic bluefin tuna catch from longlines in the Gulf of Mexico», *PLoS One*, vol. 5, n° 5, p. e10 756. 9
- THOMAS, L. N. et P. B. RHINES. 2002, «Nonlinear stratified spin-up», *J. Fluid Mech.*, vol. 473, p. 211–244. 10
- TOMCZAK, M. et J. S. GODFREY. 2013, *Regional oceanography : an introduction*, Elsevier. 12
- WANG, G., D. CHEN et J. SU. 2008, «Winter eddy genesis in the eastern South China Sea due to orographic wind jets», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 38, n° 3, p. 726–732. 4
- WIEBE, P. et G. FLIERL. 1983, «Euphausiid invasion/dispersal in Gulf Stream cold-core rings», *Marine and Freshwater Research*, vol. 34, n° 4, p. 625–652. 9
- WIEBE, P. H. et T. JOYCE. 1992, «Introduction of interdisciplinary studies of Kuroshio and Gulf Stream rings», *Deep-Sea Res. I*, vol. 39, p. v–vi. 8
- WILLIAMS, R. G. et M. J. FOLLOWS. 1998, «The Ekman transfer of nutrients and maintenance of new production over the North Atlantic», *Deep-Sea Res. I*, vol. 45, n° 2-3, p. 461–489. 7
- YOSHIDA, S., B. QIU et P. HACKER. 2010, «Wind-generated eddy characteristics in the lee of the island of Hawaii», *J. Geophys. Res-O.*, vol. 115, n° C3. 4

Matériel et méthodes

Sommaire

2.1	Jeux de données	22
2.1.1	Campagnes océanographiques	22
	La campagne <i>Bifurcation</i> (2012)	22
	La campagne <i>OUTPACE</i> (2015)	23
	La campagne <i>OSCAHR</i> (2015)	25
2.1.2	Données satellites	29
	Altimétrie	29
	Température de surface (SST)	32
	Couleur de l'eau	34
2.2	Diagnostics	35
2.2.1	Approche Eulérienne vs Lagrangienne	35
2.2.2	Trajectoires des masses d'eau	36
2.2.3	Identification des structures mésoéchelles	38
2.2.4	Détection des barrières physiques à submésoéchelle	42
2.3	Estimation de mouvements verticaux	45
2.3.1	Reconstruction d'un champ 3-D à partir de données <i>in situ</i> 2-D	45
2.3.2	Équation- ω	46
2.3.3	Étude de cas d'un tourbillon idéalisé cyclonique	47
2.4	Stratégie adaptative pour les campagnes en mer	49
	Bibliographie	51

2.1 Jeux de données

Ce travail de thèse est basé principalement sur l'analyse de diverses données *in situ* acquises lors de récentes campagnes océanographiques. Certaines analyses et certains diagnostics s'appuient également sur des données dérivées de mesures satellites.

2.1.1 Campagnes océanographiques

Les mesures réalisées lors de trois campagnes océanographiques sont utilisées pour étudier la circulation à différentes échelles et leurs possibles influences sur la biogéochimie/biologie. Deux d'entre elles ont été effectuées dans le Pacifique Sud-Ouest alors que la dernière s'est déroulée en Méditerranée occidentale. Cette section présente les trois campagnes ainsi que les données *in situ* utilisées pour ce travail de thèse.

La campagne *Bifurcation* (2012)

La campagne *Bifurcation* a été menée à bord du Navire Océanographique (N.O.) ALIS (Institut de Recherche pour le Développement (IRD)) du 1^{er} au 15 Septembre 2012 entre Nouméa et le plateau du Queensland (Fig. 2.1) [MAES, 2012]. Cette campagne est intégrée au programme « *South-West Pacific Oceanic Circulation and Climate Experiment* » (SPICE) qui vise à mieux comprendre les processus qui induisent la circulation dans le Pacifique Sud-Ouest à l'aide d'observations et d'outils de modélisation [GANACHAUD et al., 2014]. Le principal objectif de *Bifurcation* était d'étudier les sources et les caractéristiques du NCJ, ainsi que la zone de bifurcation de ce courant, soit vers le Nord pour s'écouler dans le Courant du Golfe de Papouasie –ou *Gulf of Papua Current*– (GPC), soit vers le Sud le long des côtes Australiennes au sein du EAC.

Des mesures en continu des courants horizontaux ont été effectuées grâce à un courantomètre de type *Shipboard - Acoustic Doppler Current Profiler* (S-ADCP) fixé sur la coque du navire. Ce type d'appareil émet des impulsions ultrasonores qui se réfléchissent sur les particules en suspension, dans la colonne d'eau, qui se déplacent à la vitesse des courants. Le décalage en fréquence entre l'onde émise et l'écho rétrodiffusé permet de mesurer la composante de la vitesse des particules dans l'axe de propagation de l'onde. Quatre faisceaux sont nécessaires pour obtenir la description 3-D de vitesse. Dans le cas de la campagne *Bifurcation*, seules les composantes horizontales des vitesses (u et v) sont utilisées. Elles sont estimées tous les 16 m entre 24 et 488 m avec une erreur de $\pm 5 \text{ cm s}^{-1}$ [HUMMON et FIRING, 2003].

Une sonde *Conductivity - Temperature - Depth - Oxygen* (CTD-O₂) SeaBird 911+, a collecté

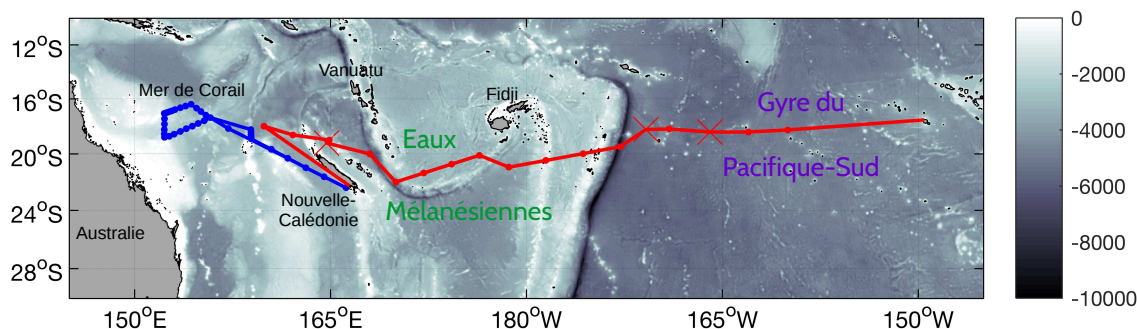


FIGURE 2.1 – Bathymétrie [m, barre de couleur] du Pacifique Sud-Ouest (ETOPO1). Le trajet et les positions des stations hydrologiques sont indiqués en bleu pour la campagne *Bifurcation* et en rouge pour la campagne *OUTPACE*.

des profils verticaux, entre la surface et 2000 m maximum, de pression, température, salinité et oxygène dissous pendant 40 stations hydrologiques (Fig. 2.1). Les capteurs ont été calibrés avant et après la campagne en mer et leur précision sont de 0,0018°C en température et de 0,005 en salinité. Pour toutes les campagnes océanographiques, la température conservative et la salinité absolue sont systématiquement calculées à partir des températures et salinités *in situ*, conformément aux standards TEOS-10 [MCDUGALL et al., 2012]. L'analyse en laboratoire d'échantillons d'eau de mer, collectés de façon discrète le long de la route du navire, ont permis de calibrer les profils d'oxygène dissous par méthode Winkler [SAOUT GRIT et al., 2015].

Un système de pompage d'eau de surface (~5 m) relié à un thermosalinomètre –ou *Thermo-SalinoGraph*– (TSG) a permis de mesurer à très haute-fréquence (toutes les 5 min) la SST et la SSS. Les données ont été calibrées et corrigées, en suivant les procédures décrites par ALORY et al. [2015], grâce à des mesures indépendantes de salinité réalisées à partir d'échantillons d'eau de mer collectés chaque jour sur le N.O. ALIS.

La campagne *OUTPACE* (2015)

La campagne *OUTPACE* a exploré une section zonale à travers le Pacifique Sud-Ouest, de Nouvelle-Calédonie à Tahiti, sur le N.O. L'Atalante (Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER (IFREMER)) du 18 Février au 3 Avril 2015 (Fig. 2.1) [MOUTIN et BONNET, 2015]. Les principaux objectifs de cette campagne étaient d'étudier les interactions entre les organismes planctoniques et les cycles des éléments biogéochimiques le long d'un gradient trophique et de fixation d'azote [MOUTIN et al., 2017]. Pendant *OUTPACE*, deux types de stations hydrologiques ont été réalisées : un total de 15 stations courtes durées –ou *Short-Duration*– (SD) dédiées à la description grande échelle des gradients biogéochimiques et biologiques du Pacifique Sud-Ouest ; et 3 stations longues durées –ou *Long-Duration*– (LD), nommées LDA, LDB et LDC, au cours des-

quelles des expériences lagrangiennes, d'une durée de 8 jours, ont été menées. Si les positions des stations SD étaient plus ou moins prédéfinies avant le départ de la campagne, le choix des positions des stations LD a été fixé grâce à une stratégie adaptative en temps réel par analyse de données satellites et numériques, via le logiciel *Software Package for A Satellite-based Strategy for Oceanographic cruises* (SPASSO) (voir Section 2.4). Les deux critères adoptés pour le choix de la localisation des stations LD étaient :

1. Les régions d'échantillonnage de LDA et LDB (LDC) devaient être caractérisées par un maximum (minimum) local en concentration de surface de Chl *a* pour assurer l'étude des eaux Mélanésiennes de 160°E à 170°O (du gyre).

2. Les stations LD devaient être positionnées dans des zones de minimum local d'intensité des courants afin d'augmenter les chances d'échantillonner la même masse d'eau.

Le critère 1 a été assuré par la stratégie adaptative mise en place pendant la campagne et le critère 2 a été validé post-campagne par [DE VERNEIL et al. \[2018\]](#). Les différentes mesures effectuées pendant *OUTPACE* et utilisées pour cette thèse sont listées ci-dessous.

Plusieurs flotteurs (13 au total) de type *Surface Velocity Program* (SVP) ont été largués lors de chaque station LD. Le programme SVP vise à regrouper les trajectoires de millions de flotteurs dans tous les océans afin de mesurer et mieux comprendre la circulation océanique de surface (relative à 15 m) [[LUMPKIN et PAZOS, 2007](#)]. Ces flotteurs sont équipés d'une bouée de surface et d'une ancre flottante à 15 m, ce qui permet aux flotteurs de dériver au gré des courants entre 0 et 15 m de profondeur. Les positions des flotteurs sont transmises par *Global Positioning System* (GPS) toutes les heures. Ces flotteurs ont été déployés lors de chaque station LD (3 pour LDA, 6 pour LDB et 4 pour LDC) afin d'étudier la dynamique de surface et la dispersion autour des stations.

Comme pour la campagne *Bifurcation*, des données de SST et SSS ont été mesurées avec une résolution temporelle d'1 min 30 secondes via le TSG monté sur le navire. De la même façon des échantillons d'eau de mer ont été récoltés à bord du N.O. L'Atalante afin de calibrer et corriger les données *in situ* grâce à des mesures indépendantes. De plus, un fluorimètre Wetstar SeaBird a été monté sur le système de pompage d'eau pour le TSG et a ainsi permis d'acquérir des mesures de fluorescence proportionnelle à la concentration en Chl *a* de surface à haute-fréquence (10-15 min). Des mesures discrètes de concentration en Chl *a* ont également été réalisées tout au long du transit pour calibrer le fluorimètre, en suivant la méthode décrite par [AMINOT et KÉROUEL](#)

[2004] :

$$\text{Chl } a \text{ [mg m}^{-3}\text{]} = 1.99 \times \text{FluorescenceValue} - 0.083 \quad (R^2=0.87, n=55) \quad (2.1)$$

En raison de problèmes techniques survenus pendant la campagne, les mesures de concentration en Chl *a* de surface n'ont débuté que le 7 Mars 2015 et certains manques de données surviennent sur le trajet du navire. Afin de conserver la haute-résolution des différentes données du continu de surface (TSG et Chl *a*) mais de les distribuer de façon équidistante le long de la distance parcourue, les données sont interpolées sur une grille 2-D régulière de 0.5 km, la résolution obtenue étant quasi-équivalente à la résolution initiale.

Deux sections de mesures haute-fréquence, d'une centaine de kilomètres, ont également été effectuées en quittant le site de la station LDA et en arrivant à LDB dans le but de mesurer la variabilité de surface à petite échelle de 15 paramètres biogéochimiques. En particulier les paramètres utilisés dans cette thèse sont : les abondances de différents groupes phytoplanctoniques (bactéries (incluant les groupes *High Nucleic Acid* (HNA) et *Low Nucleic Acid* (LNA)), *Prochlorococcus*, *Synechococcus* et *PicoPhytoEucaryotes* (PPE)) et le temps de turnover du Phosphate Inorganique Dissous –ou *Dissolved Inorganic Phosphate*– (DIP). Les informations relatives aux méthodes de mesures de ces paramètres sont détaillées dans ROUSSELET et al. [2018]. Ces données mesurées à haute-fréquence permettent d'examiner la distribution à petite échelle des différents groupes phytoplanctoniques et leur relation concomitante avec les dynamiques horizontales à submésosé- chelle.

La campagne OSCAHR (2015)

La campagne océanographique OSCAHR a été menée dans le bassin ouest de la mer Ligure du 29 Octobre au 6 Novembre 2015 à bord du N.O. Téthys II [DOGLIOLI, 2015]. Le principal objectif de cette campagne était d'identifier une structure de submésosé- chelle, grâce à une stratégie adaptative (cf. Section 2.4), et de la caractériser tant d'un point de vue physique que biologique. Ces mesures couplées permettent d'étudier l'influence d'une telle structure sur la distribution des éléments biogènes (concentration en Chl *a*, espèces phytoplanctoniques) et sur la dynamique des premiers échelons trophiques associés. L'échantillonnage a donc été réalisé à l'aide d'instruments innovants qui permettent de faire des mesures haute-fréquence, à la fois de paramètres physiques et biologiques. La campagne se découpe en deux segments (Fig. 2.2) : i) le premier qui a échantillonné des eaux côtières le long de la côte d'Azur (dénommé par la suite Leg1) ; ii) le second qui a été réalisé plus au large dans la mer Ligure (par la suite Leg2). Ce travail de thèse s'est focalisé sur

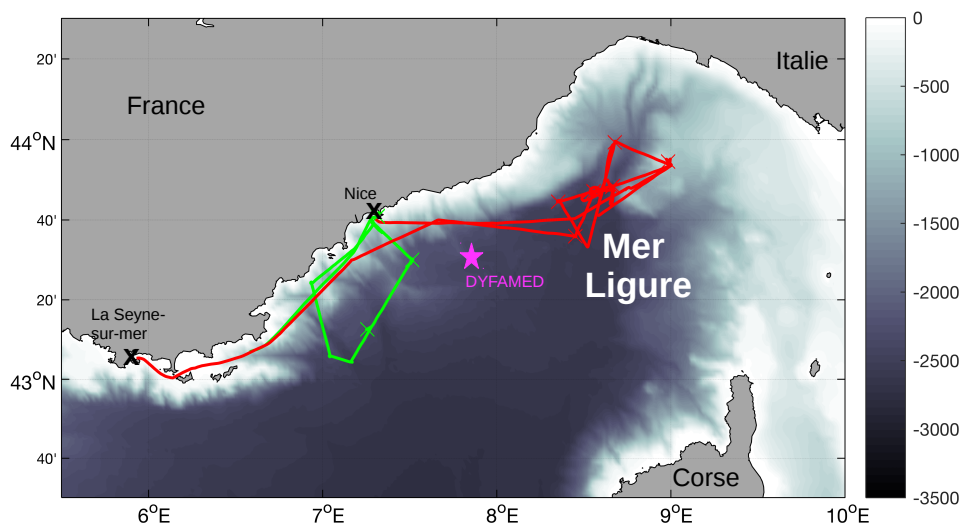


FIGURE 2.2 – Bathymétrie [m] de la Méditerranée occidentale (ETOPO1). Le trajet et les positions des stations hydrologiques sont indiqués en vert pour le Leg1 et en rouge pour le Leg2.

le Leg2 conduit entre le 3 et le 6 Novembre, au cours duquel une structure de fine échelle, caractérisée par des eaux de surface froides entourées par des eaux plus chaudes, a été échantillonnée à haute-fréquence. Le navire a suivi une route en forme de papillon afin de récolter des données physiques et biologiques à l'intérieur et sur les bords de la structure (Fig. 2.2). Un échantillonnage Lagrangien de la structure a été réalisé grâce à deux types de flotteurs (un flotteur de type SVP ancré à 15 m et deux flotteurs CODE ancrés à 1 m) qui sont déployés au niveau du centre prévisionnel de la structure (8.65°E, 43.8°N) le 3 Novembre 2015. Les trois flotteurs présentent un mouvement global vers l'Ouest de la structure d'environ 0.25° en deux jours. L'échantillonnage *OSCAHR* a été réalisé dans une fourchette de 0.75° en longitude, ce qui assure que la structure n'est pas sortie du domaine échantillonné. L'environnement physique est caractérisé grâce à des mesures haute-fréquence de courant, température et salinité à la fois sur l'horizontale et la verticale.

Les composantes horizontales des courants sont évaluées à très haute-fréquence (chaque minute) grâce à un S-ADCP de coque *RDI Ocean Sentinel* 75 kHz. Sur la verticale, les courants sont mesurés tous les 8 m entre 18.5 et 562.5 m Les données du S-ADCP ont été traitées grâce au logiciel Cascade V.7 [LOPS [LE BOT et al., 2011](#), http://wwz.ifremer.fr/lpo_eng/content/view/full/25928].

Des données de température, salinité et fluorescence de surface sont récoltées, à très haute-fréquence (chaque minute) tout au long de la campagne, grâce à un système de pompage de l'eau à une profondeur de 2 m. Un TSG SeaBird SBE21, raccordé à ce système, permet de mesurer la SST et SSS. Un fluorimètre Turner Designs (10-AU-005-CE) enregistre simultanément la fluorescence des eaux de surface. Les mesures de salinité dérivées à partir de la conductimétrie, ont été validées grâce à un prélèvement quotidien, avant, pendant et après la campagne, d'échantillons d'eau de

mer. Ces échantillons ont été analysés avec un salinomètre PortaSal au Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) avec une précision de 0.002. Le signal de fluorescence est converti en concentration en Chl *a* grâce à l'analyse des échantillons discrets prélevés quotidiennement. La corrélation entre la fluorescence et la concentration en Chl *a* des échantillons est significative ($R^2 = 0.50$; $p\text{-value} < 0.05$).

Un « poisson plongeur », *Multi Sensor Free Fall Fish type I* (MSFFF I) tracté par un *Moving Vessel Profiler* (MVP) de type MVP200 ODIM Brooke Ocean, a été utilisé pour réaliser des profils verticaux de la colonne d'eau entre la surface et 300 m, à plusieurs reprises pendant la campagne (Fig. 2.3). Le « poisson » équipé d'une microCTD, déployé dans l'eau (Fig. 2.3, phase 1), effectue une « chute libre » (*Free Fall*, phase 2) au cours de laquelle il acquiert en continu des données de température et salinité. Lorsqu'il atteint la profondeur souhaitée (ici 300 m, phase 3), le câble du MVP remonte le poisson jusqu'à la surface (phase 4) avant qu'il ne refasse une « chute libre » pour acquérir un second profil (2). Comme ce système fonctionne lorsque le navire est en route, il permet d'obtenir des profils verticaux à haute-fréquence (dans notre cas tous les milles nautiques) tout au long d'une section. Au cours de cette étude, seules les sections MVP réalisées au cours du Leg2 sont exploitées. Une corrélation significative a été calculée entre les données collectées à 5 m par le MVP et les données de surface du TSG par [MARREC et al. \[2018\]](#). Pendant cette campagne, le MVP était également monté avec un *Laser Optical Plankton Counter* (LOPC) qui évalue la taille et l'abondance des particules et informe sur leur distribution. Le LOPC mesure la taille de chaque particule, dans une gamme de 100-1920 μm , qui traverse le faisceau [[HERMAN et al., 2004](#); [HERMAN et HARVEY, 2006](#)]. Comme la profondeur la plus proche de la surface à la remontée du MVP n'est pas constante, les premiers niveaux (jusqu'à 7.5 m) sont écartés de l'analyse. Les abondances totales (c'est-à-dire l'abondance sur toute la gamme de taille des particules) ainsi que les abondances spécifiques à chaque catégorie de taille de particules sont analysées. Les abondances sont présentées sur une échelle logarithmique pour plus de simplicité dans la visualisation. Ces données permettent donc d'accéder à la distribution verticale des abondances de particules (particules m^{-3}), tous les kilomètres, le long des sections MVP.

Un total de 12 stations hydrologiques a été effectué pendant la campagne dont 7 au cours du Leg2 (Fig. 2.2). Pour chaque station, des profils verticaux de température, salinité (avec une précision de 0.005°C et 0.002, respectivement) et fluorescence sont réalisés à l'aide d'une *Conductivity - Temperature - Depth* (CTD)-rosette équipée d'une CTD SeaBird 911+ et d'un fluorimètre Chelsea Aquatracka III. Les abondances de groupes phytoplanctoniques sont estimées à haute-résolution par cytométrie en flux, le long de la route du bateau en surface et sur certains niveaux verticaux pendant les stations hydrologiques [pour plus de détails méthodologiques voir [MAR-](#)

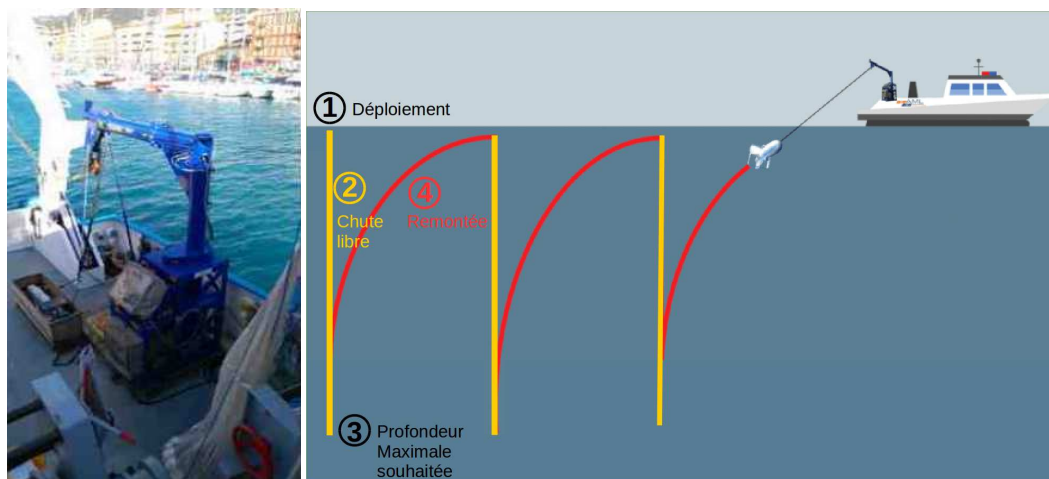


FIGURE 2.3 – À gauche : MVP installé à bord du N.O. Téthys II. À droite : Schéma de fonctionnement des mesures MVP.

REC et al., 2018]. La base de données de la station DYFAMED (http://www.obs-vlfr.fr/cd_rom_dmtt/sodyf_main.htm) a également permis de récupérer des profils verticaux de température et salinité pour la période de Janvier 1991 à Décembre 2014 [COPPOLA et al., 2016, <http://www.seanoe.org/data/00326/43749/>]. Le site DYFAMED (43.42°N, 7.87°E) est situé au Sud-Ouest de la région d'échantillonnage d'OSCAHR, offrant ainsi l'opportunité d'accéder à une série temporelle, de profils verticaux *in situ*, de deux décennies. Ces données permettent de replacer la campagne OSCAHR dans un contexte climatologique.

Des sorties de modèle journalières et mensuelles de température, salinité et vitesses horizontales sont récupérées du produit *MedSea Physical Reanalysis* pour la période 1991 à 2016 [SIMONCELLI et al., 2014, <http://marine.copernicus.eu/>]. Ces données sont produites par le modèle *Ocean General Circulation Model (OGCM) Nucleus for European Modelling of the Ocean-Ocean Parallelise* (NEMO-OPA) version 3.4, sur une grille régulière horizontale de 1/16 ° et 72 niveaux verticaux irréguliers. La réanalyse du modèle utilise une assimilation des anomalies de hauteur de surface satellites et des profils de température et salinité *in situ* (CTD, *eXpendable BathyThermograph* (XBT), *Mechanical Bathythermograph* (MBT), bouteilles et flotteurs Argo) pour corriger le modèle. La couverture spatiale et temporelle de ces données permet d'étendre l'étude en mer Ligurienne. Les corrélations entre les sorties du modèle et les données *in situ* (campagne OSCAHR et station DYFAMED, Tab. 2.1) sont supérieures à 0.7, ce qui assure la fiabilité des données du modèle pour étudier les variations de température, salinité et vitesses horizontales sur toute la mer Ligurienne et sur une période de temps dépassant largement celle de la campagne OSCAHR.

TABLEAU 2.1 – Statistiques entre les sorties du modèle NEMO-OPA et les données *in situ* de température et salinité mesurées pendant la campagne *OSCAHR* et à la station *DYFAMED*.

Statistiques	DYFAMED vs modèle		OSCAHR vs modèle	
	Température	Salinité	Température	Salinité
Erreur moyenne	0,12	-0,64	0,19	-0,02
Erreur quadratique moyenne (RMSE)	0,43	0,67	0,56	0,05
Corrélation (R)	0,85	0,7	0,9	0,93

2.1.2 Données satellites

Lorsqu’il s’agit d’exploiter des données *in situ* issues de campagnes océanographiques, l’usage de données satellites est primordial afin de remettre la campagne dans un contexte à plus large échelle de temps et d’espace. Bien que concernant seulement la surface, certains produits satellites sont grillés et disponibles de façon journalière. L’accès à ces données se fait également en quasi-temps-réel, *Near-Real-Time* (NRT), avec les données disponibles le jour même, ou en temps différé (*Delayed-Time* (DT), typiquement les données re-traitées sont disponibles quelques jours après). Après validation par comparaison avec les données *in situ*, elles permettent donc d’étendre la vision horizontale et temporelle des observations. Ces données sont donc d’une grande utilité pour comprendre les dynamiques physique et biogéochimique d’environnements échantillonnés de façon discrète au cours d’une campagne en mer. Différents types de données satellites ont été utilisés pendant ce travail de thèse : des champs de courants 2-Dimensions (2-D) dérivés de mesures altimétriques, des mesures, par télédétection, de SST et SSS, et des données de couleur de l’eau qui évaluent la concentration en Chl *a* des eaux de surface. Ces différents produits ainsi que leur principe d’acquisition sont détaillés ci-après.

Altimétrie

Depuis 1975 et la première mise en œuvre de la technique d’altimétrie spatiale sur le satellite américain GEOS 3, les missions altimétriques ont révolutionné la vision dynamique des océans et permettent de récolter plus de données océanographiques en 10 jours que pendant des siècles de mesures en mer. Plusieurs grandes missions altimétriques ont été menées depuis, notamment avec les satellites TOPEX/POSEIDON (1992), JASON-1 (2001), ENVISAT (2002) et JASON-3 (2016), et ont permis de développer une immense base de données des courants de surface qui s’étend de 1992 à nos jours. Le principe de la mesure altimétrique s’appuie sur la mesure de l’altitude grâce à un altimètre installé sur un satellite qui défile en orbite basse (Fig. 2.4). Grâce à ces données, ce sont la hauteur de surface de l’eau –ou *Sea Surface Height*– (SSH), soit la hauteur correspondant à S-R (Fig. 2.4), et l’anomalie de hauteur de mer –ou *Sea Level Anomaly*– (SLA), soit l’anomalie de hauteur de la surface de l’eau par rapport à la moyenne, qui sont calculées le long de la trace du

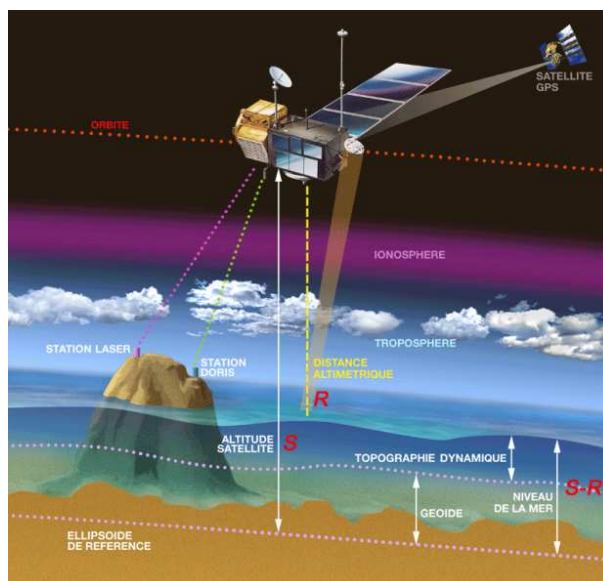


FIGURE 2.4 – Schéma de mesure altimétrique pour en dériver la hauteur du niveau de la mer (Crédits : CNES, <https://cnes.fr/fr/un-peu-de-vulgarisation-laltimétrie>).

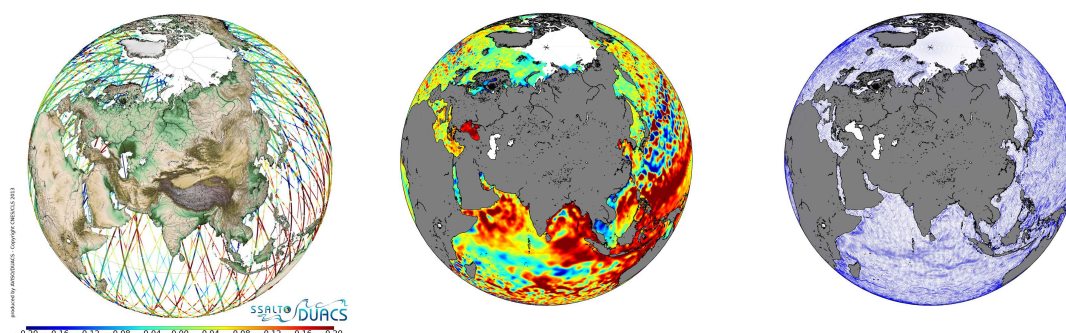


FIGURE 2.5 – À gauche : Anomalie de hauteur de mer (SLA) (m, barre de couleur) le long de la trace de plusieurs satellites (Ssalto/Altika, Jason-2, Jason-1 et Cryosat) (Crédits : Ssalto/Duacs, CNES/CLS, https://www.avisio.altimetry.fr/gallery/fr/entry_14_anomalies_de_hauteur_de_mer_mesurees_par_altika.html). Au centre : Anomalie de hauteur de mer (m, même barre de couleur) interpolée sur l'ensemble du globe. À droite : Courants géostrophiques (m s^{-1}) déduits des mesures de SLA.

satellite (Fig. 2.5, à gauche). Plusieurs traces de différents satellites sont ensuite combinées par interpolation pour obtenir une carte grillée de SLA sur l'ensemble du globe (Fig. 2.5, au centre). L'océan étant considéré en équilibre géostrophique (équilibre entre la force de pression et la force de Coriolis), pour des échelles de temps supérieures au jour et des échelles spatiales supérieures à quelques dizaines de kilomètres (échelles typiques de la mesure par satellite), il est possible de calculer les courants géostrophiques de surface. En effet ces courants sont proportionnels à la pente locale de la surface de l'eau et, à partir des gradients horizontaux de pression, il est possible de déduire les composantes u et v des vitesses horizontales en dehors de la bande équatoriale. Ainsi à partir de la carte grillée de SLA, il est possible d'obtenir une carte grillée des courants géostrophiques de surface (Fig. 2.5, à droite).

Au cours de ce travail de thèse les produits altimétriques classiques Ssalto/Duacs [DUCET

et al., 2000] de la base de données AVISO ont été utilisés pour extraire des données grillées de SLA et de vitesses géostrophiques absolues, aussi bien dans le Pacifique Sud-Ouest avec une résolution de $1/4^\circ$ qu'en Méditerranée avec une résolution de $1/8^\circ$. Trois autres types de produits altimétriques ont également été spécialement conçus par Ssalto/Duacs et -Collecte Localisation Satellites- (CLS), avec le soutien du Centre National d'Études Spatiales (CNES) dans le cadre de la campagne *OUTPACE*. Ces données sont fournies pour l'ensemble du Pacifique Sud-Ouest, à une résolution de $1/8^\circ$. Elles incluent des mesures journalières de : vitesses géostrophiques de surface ; la somme des vitesses géostrophiques et des composantes d'Ekman de surface ; la somme des vitesses géostrophiques et des composantes d'Ekman de surface corrigées de la cyclogéostrophie [PENVEN et al., 2014]. Les composantes d'Ekman font référence à la circulation induite par le vent à 15 m et sont calculées à partir des tensions du vent ECMWF ERA INTERIM avec un modèle d'Ekman ajusté sur des trajectoires de bouées dérivantes [RIO et al., 2014]. L'équilibre cyclogéostrophique représente l'équilibre entre la force centrifuge, la force de Coriolis et le gradient de pression. Ainsi, la correction cyclogéostrophique appliquée au produit altimétrique correspond à la prise en compte de l'accélération centrifuge qui peut être particulièrement importante dans le cas de tourbillons mésoéchelles.

Pour l'étude concernant les données de la campagne *OUTPACE* (cf. Chapitre 3), quatre produits de courants de surface étaient donc mis à disposition par CLS. Il a fallu choisir le produit qui représentait le mieux les dynamiques de surface pendant la campagne. Ce choix se base sur une comparaison qualitative entre les trajectoires *in situ* des flotteurs largués pendant la campagne (cf. Section 2.1.1) et les trajectoires de particules numériques advectées avec les quatre différents produits issus de l'altimétrie (méthode d'advection des particules en Section 2.2.2). Plus d'une centaine de particules numériques sont initialisées autour de la position de larguage des flotteurs avec une résolution de 1-2 km. Les particules sont advectées en avant pendant 96, 78 et 70 jours pour LDA, LDB et LDC respectivement, ce qui correspond au temps maximum entre le jour de larguage des flotteurs et le dernier fichier satellite disponible. Ces expériences qualitatives permettent de comparer les positions successives (toutes les 6 heures) des particules numériques advectées par les quatre différents produits et celles des flotteurs. Ainsi, le choix du meilleur produit repose sur la meilleure correspondance entre les trajectoires numériques et observées. La Figure 2.6 montre les trajectoires des flotteurs et des particules numériques à chaque stations LD pendant 8 jours pour chaque produit considéré (Géostrophie à $1/4^\circ$; géostrophie à $1/8^\circ$; géostrophie et Ekman à $1/8^\circ$; géostrophie, Ekman et cyclogéostrophie à $1/8^\circ$). La comparaison est restreinte à 8 jours pour une meilleure visualisation des résultats et pour rester cohérent avec la durée des stations LD. Dans le cas de la station LDA, aucun des produits ne montre une amélioration significative des trajectoires des particules numériques. Ce manque d'amélioration peut être dû au manque de précision

des produits satellites à proximité des côtes, particulièrement autour de la Nouvelle-Calédonie où la topographie est très complexe. Dans les cas LDB et LDC, l'augmentation de la résolution ne modifie pas la tendance générale des trajectoires numériques. Cependant, lorsque la composante d'Ekman est ajoutée, la direction des trajectoires des particules numériques s'en trouve améliorée. Même si les positions des particules sont décalées dans l'espace, leurs directions sont cohérentes avec celles des flotteurs *in situ*. La cyclogéostrophie semble accélérer le déplacement des particules. Les positions finales des particules numériques sont plus proches des positions finales des flotteurs dans le cas LDC. Ce dernier point n'est pas surprenant car la cyclogéostrophie représente l'accélération centrifuge et LDC semble se trouver dans une structure cyclonique. Dans le contexte de la campagne *OUTPACE*, les exemples LDB et LDC illustrent les améliorations du nouveau produit satellite qui inclut la géostrophie, la composante d'Ekman et la cyclogéostrophie à $1/8^\circ$. Lorsque l'on s'intéresse aux courants de surface, il est important de prendre en compte les effets du vent, à travers la composante d'Ekman, car ils influencent fortement les trajectoires des eaux en surface aussi bien à large, méso- ou sous-mésoéchelle. Ainsi ce produit (géostrophie, composante d'Ekman et cyclogéostrophie à $1/8^\circ$) sera utilisé pour tous les diagnostics calculés dans le cadre de l'étude autour de la campagne *OUTPACE* (cf. Chapitre 3) et sera dénommé par la suite «champ de courants de surface totaux dérivé de l'altimétrie» pour plus de simplicité.

Température de surface (SST)

Certains satellites sont équipés de radiomètres qui captent l'intensité du flux de rayonnement électromagnétique et permettent de mesurer l'émission infrarouge thermique de la surface des océans. La luminance représente l'intensité lumineuse par unité de surface perpendiculairement à la direction d'origine de l'émission. Émise par la surface de l'eau, elle permet de calculer la température de brillance, grâce à la loi de radiation de Planck. La température de brillance d'un objet est la température du corps noir qui émettrait la même intensité que celle émise par l'objet à une longueur d'onde donnée. Elle est ensuite transformée en température absolue en tenant compte de l'émissivité de la surface de l'eau. Certaines corrections sont également appliquées pour tenir compte des conditions atmosphériques différentes entre les mesures. De la même façon que pour les données altimétriques, les mesures de SST sont interpolées sur des grilles régulières sur l'ensemble du globe en combinant plusieurs mesures de capteurs installés sur des satellites différents.

Un nouveau type de données journalières SST a été produit par CLS avec le soutien du CNES, en quasi-temps-réel, spécifiquement pour guider la campagne *OUTPACE*. Ces cartes de SST sont particulièrement intéressantes car, en plus de combiner des mesures de plusieurs capteurs (AQUA / MODIS, TERRA/MODIS, METOP-A/AVHRR, METOP-B/AVHRR), elles sont construites par une simple moyenne pondérée sur les données des 5 jours précédents (plus les données sont récentes

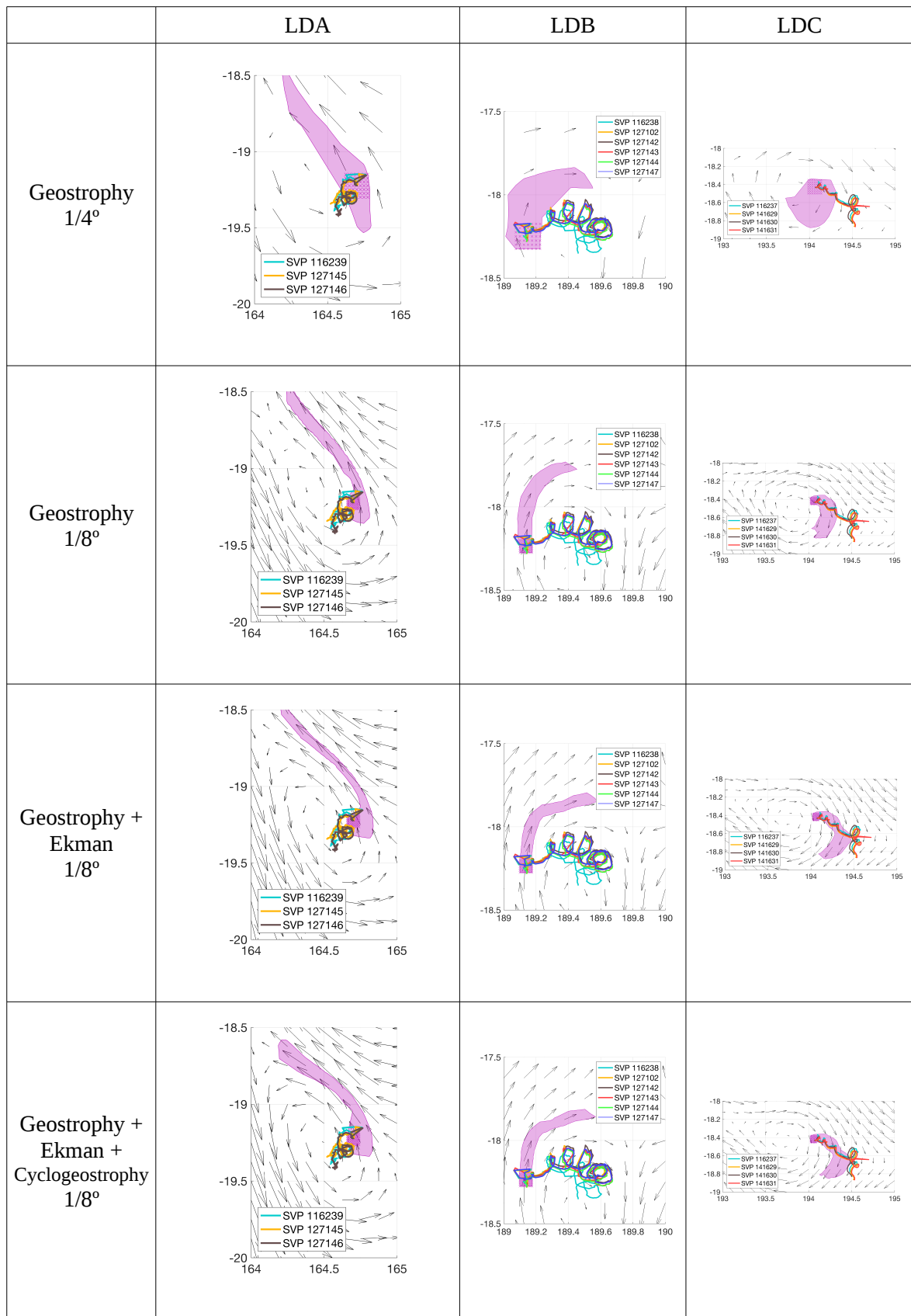


FIGURE 2.6 – Trajectoires de particules numériques calculées à partir de chaque produits satellite avec Ariane (tâche violette) et celles des flotteurs *in situ* (lignes de couleur) pendant 8 jours après le début de chaque station LD. Le champ de courant de surface associé à chaque produit correspondant au dernier jour d'intégration des particules (LDA : 4 Mars ; LDB : 23 Mars ; LDC : 31 Mars) est aussi indiqué par les flèches noires pour chaque panel.

plus leur poids est important) avec une très haute résolution de $1/50^\circ$ en latitude et longitude. Ces données sont disponibles uniquement pour le Pacifique Sud-Ouest et pour une période allant de Décembre 2014 à Mai 2015.

Des données journalières et mensuelles de SST en Méditerranée, de Copernicus Marine (<http://marine.copernicus.eu/>), ont également été utilisées pour guider et étendre la vision de la campagne *OSCAHR*. Des cartes, en DT, sont récupérées pour la période de 2012 à 2017 sur une grille régulière d'une résolution de $1/25^\circ$.

Dans chaque cas des corrélations sont calculées entre les données satellites et les données *in situ* pour valider l'utilisation des premières.

Couleur de l'eau

La « couleur de l'eau » de surface peut également être évaluée par télédétection en analysant les différentes couleurs (ou longueurs d'onde) qui sont absorbées ou réfléchies par la surface de l'eau. Dans l'océan hauturier le phytoplancton, par la Chl *a* qu'il contient, est l'un des acteurs majeurs qui influent la couleur de l'eau. En effet la Chl *a* absorbe la lumière rouge et bleue et reflète la lumière verte. Il est donc possible, grâce à des algorithmes prenant en compte le ratio bleu/vert, d'évaluer la concentration en Chl *a* de la surface des océans.

De la même façon que les données SST, CLS avec le soutien du CNES ont mis à disposition pour la campagne *OUTPACE* des cartes journalières NRT ($1/50^\circ$) de couleur de l'océan. Ces données sont issues des données, moyennées et pondérées sur les 5 jours précédents, collectées par le capteur Suomi/NPP/VIIRS (<http://npp.gsfc.nasa.gov/viirs.html>).

Pour la campagne *OSCAHR*, les données Copernicus Marine de Chl *a* de surface en Méditerranée, pour la période 2012 à 2017 sur une grille régulière de 1 km, sont aussi utilisées.

Au cours de cette thèse, une visualisation dite «quasi-Lagrangienne» des données satellites de SST et de couleur de l'eau a parfois été utilisée. Les pixels de toutes les données SST ou Chl *a* satellites disponibles pendant la période d'une campagne sont utilisés pour produire une moyenne pondérée. Le poids de chaque pixel est calculé en normalisant l'inverse de la distance au carré entre chaque pixel et la position journalière moyenne du navire. Le qualificatif «quasi-Lagrangienne» provient de la prise en compte du déplacement du navire au cours du temps. Cette méthode permet donc de visualiser rapidement les conditions au moment de l'échantillonnage et évite les effets de lissage d'une moyenne arithmétique simple qui masquent certains gradients. La comparaison de la concentration moyenne et quasi-Lagrangienne en Chl *a* pendant la campagne *OUTPACE* (Fig. 2.7) illustre bien ce propos, en particulier dans les eaux Mélanésiennes et au niveau de la station LDB où les gradients sont beaucoup plus lissés dans la moyenne arithmétique.

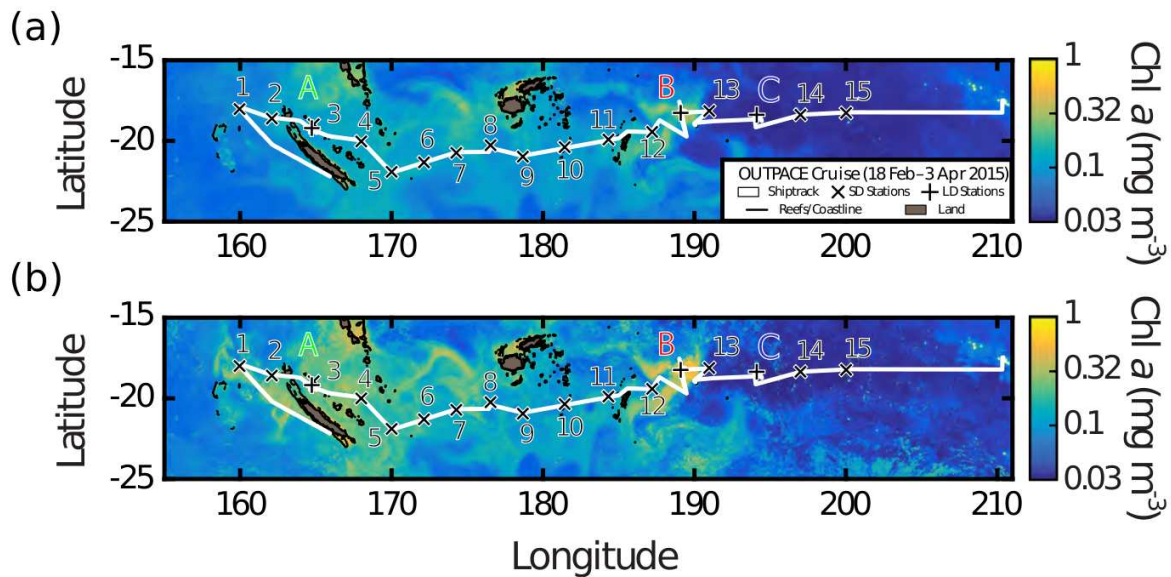


FIGURE 2.7 – Section de la campagne *OUTPACE* superposée à (a) la moyenne arithmétique et (b) la moyenne pondérée quasi-Lagrangienne de la Chl *a* de surface pendant la campagne. Les stations LD (SD) sont indiquées par des «+» («X»). La ligne blanche représente la route du navire. Les produits satellites sont fournis par CLS avec le soutien du CNES. D'après MOUTIN et al. [2017].

2.2 Diagnostics

Afin de définir le contexte physique des mesures réalisées au cours d'une campagne en mer, différents diagnostics peuvent être évalués. Ces diagnostics permettent d'obtenir des informations à différentes échelles sur la dynamique physique de l'environnement échantillonné. Ces diagnostics sont de formidables outils pour évaluer les caractéristiques dynamiques, autant sur une échelle spatiale horizontale (ou verticale) que temporelle, qui regroupent des aspects comme la provenance et le devenir des masses d'eau ou l'identification de structures physiques cohérentes à (sous)mésoéchelle. De par leur couverture spatiale et temporelle, les données altimétriques ou issues de modèles numériques offrent l'opportunité d'accéder à de nombreux diagnostics différents pour l'océan de surface. En effet, ces diagnostics sont généralement calculés, soit directement à partir de paramètres dérivables du champ de vitesse, soit par intégration de particules Lagrangiennes advectées avec le champ de vitesse. Tous les diagnostics utilisés au cours de cette thèse sont décrits par la suite, après un rapide rappel des notions Eulériennes et Lagrangiennes.

2.2.1 Approche Eulérienne vs Lagrangienne

En dynamique des fluides, un écoulement peut être caractérisé par une description eulérienne ou lagrangienne. L'approche eulérienne adopte un référentiel fixe par rapport à l'écoulement. Ainsi à chaque instant, si nous prenons l'exemple du champ de vitesse, celui-ci pourra être défini par un vecteur vitesse associé à chaque point. L'approche Lagrangienne consiste, elle, à suivre chaque particule de fluide individuellement le long de sa trajectoire dans l'espace et dans le temps.

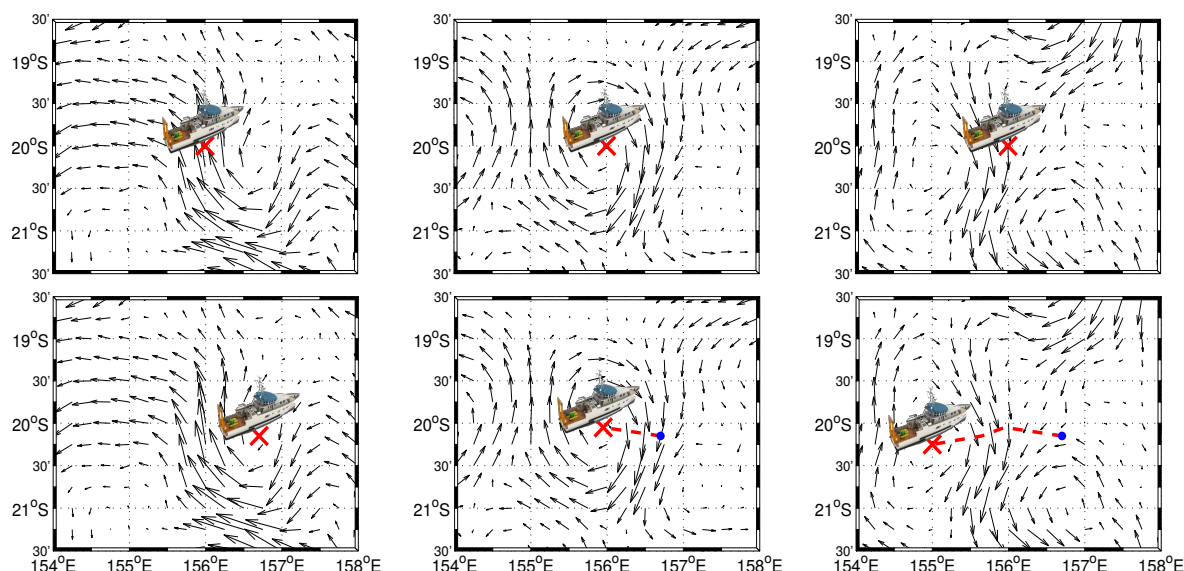


FIGURE 2.8 – En haut : Exemple d'un échantillonnage Eulérien avec un pas de temps de 5 jours entre chaque image. Les flèches noirs représente les courants de surface. En bas : Exemple d'un échantillonnage Lagrangien. Les champs de courants correspondent à ceux utilisés pour l'exemple eulérien. La croix rouge représente la position d'échantillonnage. Le trait en pointillé rouge et le point bleu indique respectivement la trajectoire du bateau et la position initiale de la station dans le cas de l'échantillonnage Lagrangien.

Typiquement en océanographie nous pouvons distinguer un type d'échantillonnage Eulérien et un type d'échantillonnage Lagrangien. Par exemple, une technique d'échantillonnage eulérienne consiste à faire toute une série de mesures en un point fixe, appelé station fixe, alors que les masses d'eau sont advectées par les courants à travers le point fixe (Fig. 2.8, haut). En revanche, un échantillonnage Lagrangien va suivre une structure cohérente ou une masse d'eau à échantillonner. Ainsi le navire va se déplacer en suivant la trajectoire de la structure d'intérêt (Fig. 2.8, bas).

L'échantillonnage Lagrangien, ou quasi-Lagrangien, est de plus en plus populaire en océanographie et représente aujourd'hui un véritable défi. En effet, pour certaines analyses, notamment biogéochimiques (par exemple calculer des bilans de flux de composants biogéochimiques), il est nécessaire de se placer dans un référentiel Lagrangien pour négliger des processus d'advection horizontale. Nous avons d'ailleurs développé une méthodologie visant à confirmer ou infirmer l'aspect Lagrangien d'un échantillonnage dans le cadre de la campagne *OUTPACE* [DE VERNEIL et al., 2018].

2.2.2 Trajectoires des masses d'eau

Dans l'océan global, les masses d'eau sont advectées sur l'horizontale par les courants océaniques et sur la verticale par les variations de densité. Pour estimer les trajectoires des masses d'eau et ainsi les échanges entre différentes régions océaniques, il est courant d'utiliser le calcul de trajectoires de particules Lagrangiennes. En particulier, [BLANKE et RAYNAUD \[1997\]](#) ont mis au point un algorithme analytique permettant d'intégrer, en avant ou à rebours dans le temps,

des trajectoires de particules numériques. Cette méthode, qui se base sur les hypothèses d'incompressibilité et de conservation de la masse, associe à chaque particule des propriétés hydrologiques et un transport infinitésimal qui permettent d'estimer les échanges mais également les transports de masses d'eau. En effet, dans le cas d'un écoulement stationnaire, les trajectoires des particules sont confondues avec les lignes de courants qui évaluent le transport associé au champ de courant. Le logiciel ARIANE a donc été développé pour suivre les mouvements des masses d'eau à partir des trajectoires 3-D de particules Lagrangiennes intégrées grâce à des champs de courants issus de modèle 3-D de circulation générale [BLANKE et al., 1999, <http://www.univ-brest.fr/lpo/ariane>]. Dans le cadre de cette étude, l'outil Lagrangien ARIANE a été utilisé pour explorer les origines et le devenir des masses d'eau de surface et ainsi détecter les parcours principaux des eaux de surface dans le contexte des campagnes *Bifurcation* et *OUTPACE*.

Dans chaque cas, les trajectoires d'un certain nombre de particules numériques ont pu être intégrées, à la fois en avant et à rebours dans le temps, à partir des champs de courants 2-D issus des différentes données altimétriques (voir Sec.2.1.2). Deux types de diagnostics ont pu être utilisés :

1. Qualitatif : généralement peu de particules sont intégrées mais leurs positions sont enregistrées de façon régulière le long de leurs trajectoires.
2. Quantitatif : des milliers de particules sont intégrées mais seul le transport (lignes de courants) peut être calculé et des statistiques sont disponibles pour les positions initiales et finales.

En mode quantitatif, les particules sont initialement distribuées dans le temps et le long d'une section initiale, et leurs trajectoires sont intégrées dans le temps à l'intérieur d'un domaine fermé par des sections de contrôle. La fermeture du domaine permet en effet de calculer un transport à l'intérieur de la zone d'intégration. Les calculs sont arrêtés lorsque les particules retournent à la section initiale ou sont interceptées par n'importe quelle section de contrôle située autour du domaine. L'intégration des particules peut également être arrêtée par un critère temporel qui assure que toutes les particules aient le même temps d'intégration. Un petit poids représentatif de l'intensité locale de la vitesse est associé à chaque particule numérique sur sa position initiale. Ce poids (exprimé en terme de transport de masse) est conservé le long de chaque trajectoire. Un transport de masse est ensuite calculé entre chaque section de contrôle et la section initiale en sommant les poids de toutes les particules qui ont atteint la section de contrôle. Ce transport est exprimé en pourcentage du transport total et représente l'intensité de la connexion de surface établie entre les sections de contrôle et la section initiale. Selon BLANKE et al. [2006], la connexion induite par le mouvement horizontal de toutes les particules aboutit à un champ 2-D de transport. Ainsi, la connexion peut être représentée par une fonction de courant Lagrangienne qui résume et montre le temps moyen de connexion [BLANKE et al., 1999].

Ces différents diagnostics ont permis d'identifier des caractéristiques de la circulation à grande et à mésoéchelle dans le Pacifique Sud-Ouest et la mer de Corail (voir Sec.3.4, 3.5.2 et 4.2.5).

2.2.3 Identification des structures mésoéchelles

Au vu du rôle prépondérant des structures mésoéchelles sur le transport de chaleur et de masse, de nombreuses méthodes basées sur des algorithmes analytiques ont été développées afin d'identifier et suivre ces structures de façon automatique à partir de jeux de données à grande échelle. Ces méthodes d'identification reposent soit sur des caractéristiques physiques soit géométriques du champ de courant. Les méthodes basées sur des caractéristiques physiques s'appuient sur le choix d'un seuil sur un paramètre au-dessus duquel la structure sera identifiée comme un tourbillon. Ces méthodes, bien que largement utilisées, peuvent être considérées comme peu précises dû au fait que de petites variations dans la valeur du seuil peuvent modifier le nombre et la position des structures identifiées. En revanche, les méthodes basées sur des caractéristiques géométriques s'intéressent à la forme ou à la courbure des lignes de courants instantanées [SARDARJOEN et POST, 2000] et de récents travaux ont montré l'efficacité de ces méthodes dans l'identification de tourbillons mésoéchelles [PENVEN et al., 2005; MOOLANI et al., 2006; CHAIGNEAU et al., 2009]. Par conséquent, les algorithmes de détection des tourbillons océaniques peuvent être classés en trois groupes : 1) ceux basés sur un critère physique ; 2) ceux basés sur un critère géométrique ; et 3) les hybrides, basés sur une combinaison entre paramètres physiques et géométriques [NENCIOLI et al., 2010]. Une liste, non exhaustive, des différentes méthodes, classées par catégories, ainsi qu'un court descriptif pour chacune est donnée en Annexe A (page II). Dans la suite de cette section, sont détaillées uniquement les méthodes d'identification utilisées et testées pendant ce travail de thèse. Il est certain qu'une étude de comparaison de toutes ces méthodes serait nécessaire, cependant ce travail important dépasse largement la portée de cette thèse.

Méthodes physiques : Plusieurs méthodes, basées sur des critères physiques, ont été utilisées au cours de cette thèse. Si elles n'ont pas été comparées, elles ont en revanche été choisies afin de répondre aux questions scientifiques posées. Parmi ces méthodes, trois sont Eulériennes : le paramètre d'Okubo-Weiss (OW), le contour fermé de hauteur de surface de l'eau et le contour de zéro vorticité ; alors que la méthode *Lagrangian Averaged Vorticity Deviation* (LAVD) et celle du paramètre de rétention sont, respectivement, des méthodes Lagrangienne et hybride, basées sur l'intégration de particules numériques.

PARAMÈTRE D'OKUBO-WEISS (OW) : Une des méthodes d'identification des tourbillons les plus populaires repose sur le calcul du paramètre d'OW [OKUBO, 1970; WEISS, 1981]. Cette méthode

distingue les régions dominées par la vorticité et les régions dominées par la déformation ou le cisaillement de l'écoulement. Le paramètre d'OW (W_0, s^{-2}) est défini comme suit :

$$W_0 = s_n^2 + s_s^2 - \omega^2 \quad (2.2)$$

où s_n est la composante de déformation normale, s_s la composante de déformation due au cisaillement et ω la vorticité relative :

$$s_n = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}, \quad s_s = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \quad et \quad \omega = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (2.3)$$

Les tourbillons sont définis par les zones où la vorticité domine ($W_0 < 0$). Les régions de déformation intense ($W_0 > 0$) sont caractérisées par la divergence des particules [PROVENZALE, 1999] et par des processus de mélange et d'échange importants [ISERN-FONTANET et al., 2004]. Les échanges entre ces deux zones sont limités car les frontières des zones de vorticité constituent des barrières entre le noyau du tourbillon et la zone de cisaillement. Cette méthode a été appliquée avec succès, aussi bien sur des champs de courants 2-D issus de données satellites que des sorties de modèle numérique 3-D [ISERN-FONTANET et al., 2006 ; CHELTON et al., 2007 ; HENSON et THOMAS, 2008]. Au cours de ce travail de thèse, le paramètre d'OW est calculé à partir des champs de courants issus de l'altimétrie (voir Sec. 2.1.2).

CONTOUR FERMÉ DE HAUTEUR DE SURFACE DE L'EAU : CHAIGNEAU et al. [2009] et CHELTON et al. [2011] ont proposé une méthode d'identification qui ne nécessite pas le choix d'un seuil spécifique et qui est basée sur la détection de contours fermés de SSH. Cette méthode repose sur le postulat que pour un écoulement géostrophique autour de structures tourbillonnaires, les lignes de courants correspondent approximativement aux contours fermés de SSH. Ainsi l'algorithme va détecter le contour fermé de SSH ultrapériphérique comme la frontière d'un tourbillon. Les cyclones (anticyclones) vont donc être identifiés par des creux (dômes) dans les valeurs de SSH. Les détails de l'algorithme d'identification des tourbillons sont donnés en Annexe B.2 de CHELTON et al. [2011]. Cette méthode Eulérienne est utilisée pour détecter les tourbillons sur les champs AVISO classiques en mer de Corail (voir Sec. 4.2.4).

CONTOUR DE ZÉRO VORTICITÉ RELATIVE : Cette méthode Eulérienne se distingue des précédentes, car en plus d'identifier des tourbillons, elle permet d'étudier la forme du cœur théorique du tourbillon et de déterminer l'anneau du tourbillon. Le cœur du tourbillon représente la zone dans laquelle l'eau va être piégée et entraînée le long de la trajectoire alors que l'anneau du tourbillon représente la zone périphérique du tourbillon dans laquelle un mélange d'eaux environnantes est entraîné le long du trajet du tourbillon. EARLY et al. [2011] considèrent le cœur du tourbillon comme la région à l'intérieur du contour de zéro vorticité relative ($\omega = 0$, Éq. 2.3). L'anneau du tour-

billon est défini de manière plus complexe : il s'agit de la région qui possède une vorticité relative de signe opposé à celle à l'intérieur du tourbillon, et qui est bordée côté cœur par le contour de zéro vorticité relative et côté extérieur par la limite jusqu'à laquelle le fluide peut être entraîné par le déplacement de la structure. Cette méthode permet d'identifier le cœur d'une structure dans le cadre de l'étude décrite dans la section 4.2.4.

PARAMÈTRE DE RÉTENTION : Le paramètre de rétention est défini comme le nombre de jours pendant lesquels une parcelle de fluide reste piégée dans une structure mésoéchelle identifiée par un paramètre d'OW négatif [D'OVIDIO et al., 2013]. Des particules de fluide sont advectées à rebours dans le temps grâce au champ de courant dérivé de l'altimétrie. La valeur du paramètre d'OW le long de la trajectoire de la particule permet d'identifier lorsque la particule sort de la structure mésoéchelle (i.e. lorsque la valeur du paramètre d'OW devient positif). Cette méthode repose donc sur une approche hybride qui allie suivi Lagrangien et définition basée sur un paramètre eulérien. Elle permet de distinguer les structures cohérentes par l'identification de zones dans lesquelles des masses d'eau ont été piégées, pendant un laps de temps défini par le temps d'intégration des particules. Le calcul du paramètre de rétention n'autorise pas une particule à sortir puis re-entrer dans une structure. Ainsi, il est assuré que la parcelle de fluide piégée garde ses propriétés à l'intérieur et ne peut pas être mélangée avec d'autres masses d'eau à l'extérieur de la structure.

Méthode géométrique : Une seule méthode basée sur un critère géométrique a été utilisée au cours de cette thèse et est explicitée ci-dessous.

LAGRANGIAN AVERAGED VORTICITY DEVIATION : HADJIGHASEM et HALLER [2016]; HALLER et al. [2016] proposent une définition de vortex, ou tourbillon, en 3 dimensions, facilement programmable et objective, i.e. qui assure l'invariance des structures au cours du temps (code disponible à <https://github.com/Hadjighasem/Lagrangian-Averaged-Vorticity-Deviation-LAVD>). Le cœur de ces vortex est supposé être une région imperméable marquée par une forte concentration de vorticité. Ainsi cette méthode, nommée LAVD, permet de détecter des structures capables de piéger et transporter des masses d'eau pendant un certain temps défini par le temps d'intégration $[t - t_0]$.

La LAVD est définie comme l'intégrale de la trajectoire de la norme euclidienne de la différence entre la vorticité et la moyenne spatiale de la vorticité :

$$\text{LAVD}_{t_0}^t(x_0) = \int_{t_0}^t \|\omega(x(s; x_0), s) - \bar{\omega}(s)\| ds. \quad (2.4)$$

avec la vorticité $\omega = \nabla \times v$ et $\bar{\omega}$ la vorticité moyenne spatiale instantanée sur l'aire (ou volume) du

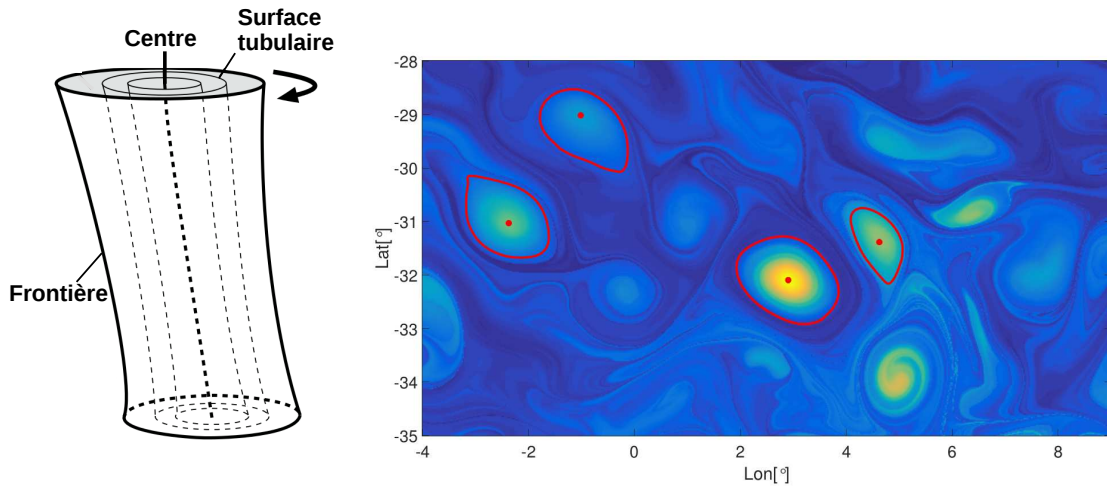


FIGURE 2.9 – À gauche : Schéma d'un vortex cohérent défini par la méthode LAVD. À droite : Exemple en 2 dimensions de détection de vortex cohérent à partir d'un champ de courants dérivé de l'altimétrie. En couleur sont représentés les valeurs de LAVD, les contours et les points rouges identifiant les frontières et centres des vortex cohérent. Adaptées de [HALLER et al. \[2016\]](#).

domaine spatial $U(t)$:

$$\bar{\omega} = \frac{\int_{U(t)} \omega(x, t) dV}{\text{vol}(U(t))} \quad (2.5)$$

où $\text{vol}(\cdot)$ définit le volume pour les courants en 3 dimensions et l'aire pour les courants en 2 dimensions.

Les LAVD identifient donc de manière objective des tubes de matière dans lesquels de petits volumes de fluide subissent la même rotation de masse entre $[t_0, t]$ par rapport à la «rigid-body rotation» du fluide. Selon les définitions précédentes, un vortex Lagrangien cohérent est donc un ensemble de matière évoluant au cours du temps tel que cet ensemble regroupe, en 3(2) dimensions, des surfaces tubulaires (contours) de $\text{LAVD}_{t_0}^t(x_0)$ dont les valeurs diminuent vers l'extérieur de la structure. La frontière du vortex est définie comme la surface tubulaire (le contour) de $\text{LAVD}_{t_0}^t(x_0)$ la plus éloignée et le centre du vortex par la valeur maximale de surface de $\text{LAVD}_{t_0}^t(x_0)$ (Fig. 2.9).

Cette méthode utilisée, dans le cadre du projet *OUTPACE* (voir Section 3.5.1), en 2-D à partir des champs de courants dérivés de l'altimétrie a été comparée à la méthode de calcul du paramètre de rétention [[ROUSSELET et al., 2018](#)] (Fig 2.10). La plupart des structures cohérentes identifiées par la méthode LAVD sont également détectées comme des zones de rétention. Cette observation assure que les structures identifiées par LAVD ont bien des caractéristiques de piégeage des eaux en leur cœur. Une moyenne de la valeur du paramètre d'OW à l'intérieur des frontières des structures cohérentes LAVD est estimée à -0.24 j^{-2} . Cette valeur signifie que n'importe où une structure cohérente est détectée par la méthode LAVD, le paramètre d'OW identifie également une structure mésoéchelle.

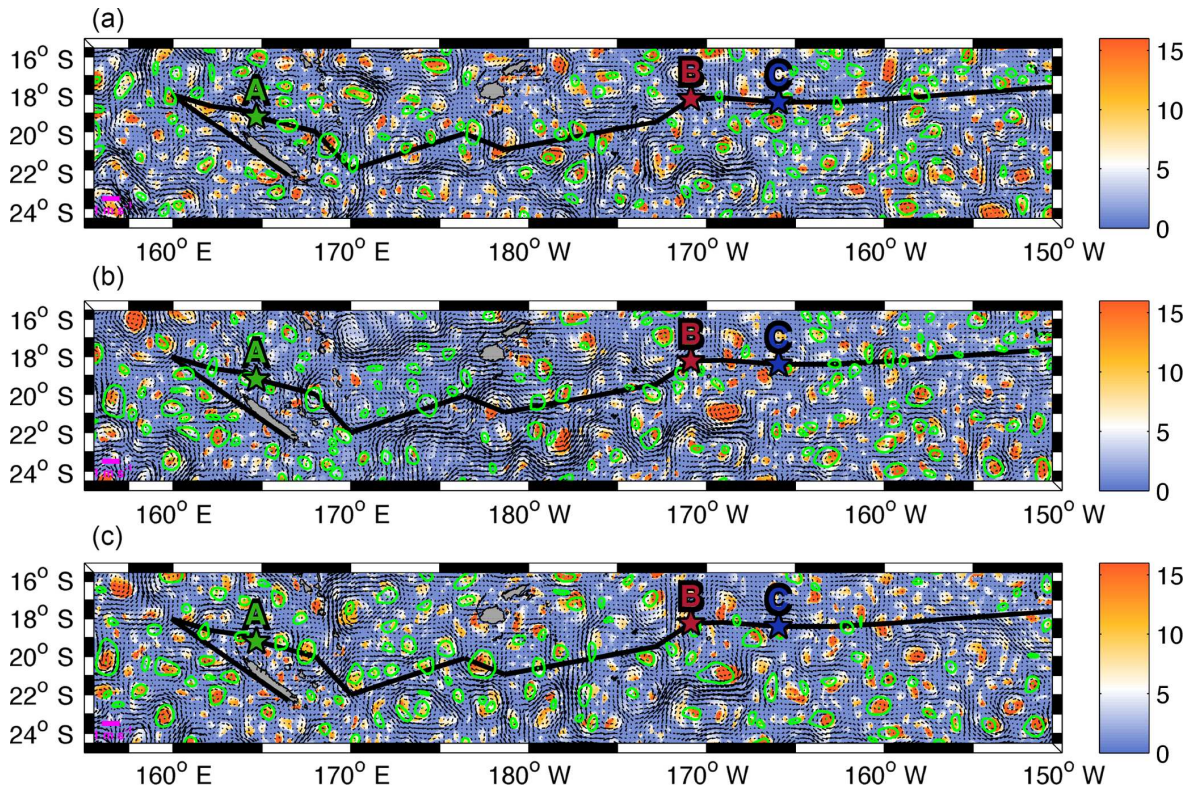


FIGURE 2.10 – Temps de rétention des particules (en jour, barre de couleur) et champs de vitesse (m s^{-1}) dérivés de l’altimétrie pour le : a) 25 Février, b) 15 Mars, c) 23 Mars 2015. Les contours et centre des structures cohérentes détectées par LAVD sont dessinés en vert. La route de la campagne OUPACE ainsi que la position des trois stations LD A, B et C sont indiquées en noir, vert, rouge et bleu respectivement.

2.2.4 Détection des barrières physiques à submésoséchelle

Depuis quelques années, les méthodes Lagrangiennes sont de plus en plus développées et utilisées pour analyser le mélange et la dispersion horizontale ainsi que les propriétés de transport dans l’océan [NENCIOLI et al., 2011]. Les filaments de traceurs créés par des phénomènes d’étirement sont produits à des échelles spatiales plus petites que la taille des structures mésoéchelles. De ce fait, les techniques Lagrangiennes, qui permettent d’extraire ces structures filamenteuses, sont devenues un outil indispensable pour explorer des échelles, typiquement la sous-mésoséchelle, qui ne sont pas résolues par l’altimétrie. Les deux diagnostics les plus couramment appliqués, sont des dérivés du calcul des exposants de Lyapunov : les Exposants de Lyapunov en temps fini –ou *Finite Time Lyapunov exponents*– (FTLE) [HALLER et YUAN, 2000] et les FSLE [AURELL et al., 1997]. Les deux méthodes mesurent le taux de séparation des trajectoires de particules initialement proches advectées, à rebours ou en avant dans le temps, par un champ de courant. Les FTLE mesurent, après un temps fini, la séparation des trajectoires, même en partant de distance de séparation infinitésimale des particules. Les FSLE calculent le temps nécessaire pour que deux particules, initialement séparées par une distance pré-définie, soient séparées d’une distance finale plus grande. La direction temporelle d’intégration, à rebours ou en avant, permet d’identifier les Structures cohérentes Lagrangiennes –ou *Lagrangian Coherent Structures*–

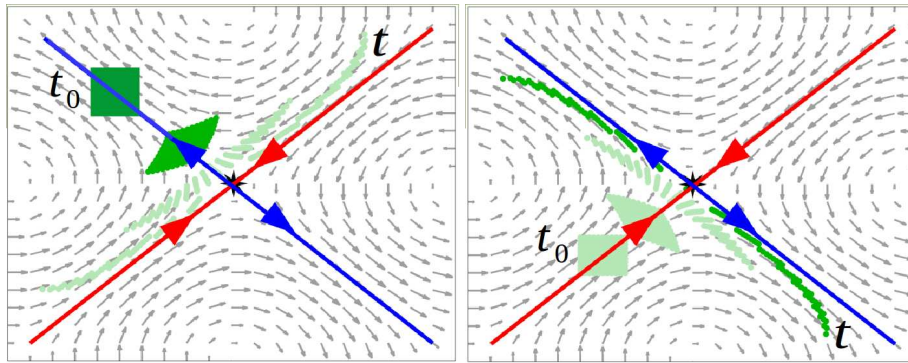


FIGURE 2.11 – Schéma de LCS attractive (rouge) et répulsive (bleu). Des particules initialement (t_0) proches (carrés vert) sont advectées à rebours (gauche) et en avant (droite) dans le temps par le champ de vitesse (flèches grises). Au terme de l'intégration (t) les particules sont alignées le long d'un front convergent (gauche) et divergent (droite). Le dégradé de vert des particules correspond à l'augmentation du temps. D'après F. Nencioli.

(LCS) attractives ou répulsives qui peuvent être définies respectivement comme des fronts convergents ou divergents (Fig. 2.11). Ces deux méthodes trouvent une bonne application en océanographie car elles sont mathématiquement analogues à une expérience de flotteurs transportés par un champ de vitesse et permettent d'identifier des fronts physiques, sur lesquels des traceurs passifs devraient théoriquement s'aligner, advectés par le champ de courant mésoéchelle (Fig. 2.12).

Dans ce travail de thèse, le calcul de FSLE est appliqué à des champs de courants dérivés de l'altimétrie d'après la méthode décrite par [D'OVIDIO et al. \[2004\]](#). Un FSLE $\lambda(x, t, \delta_0, \delta_f)$ est inversement proportionnel au temps τ mis par une trajectoire, démarrant au temps t et initialement distante de x de δ_0 , pour atteindre une distance de séparation δ_f pré-définie par rapport à la trajectoire de référence qui a démarré en x :

$$\lambda(x, t, \delta_0, \delta_f) \equiv \frac{1}{\tau} \log_{10} \frac{\delta_f}{\delta_0} \quad (2.6)$$

Il est important de bien définir δ_0 et δ_f car le FSLE va fortement dépendre de ces paramètres [[D'OVIDIO et al., 2004](#)]. δ_0 doit être choisi proche de l'espace inter-maille Dx de la grille du champ de vitesse : si δ_0 est plus petit que Dx alors les points d'une structure étirée qui seraient éloignés d'une distance supérieure à δ_0 des points de grille environnants, seraient éliminés du calcul et la méthode donnerait un échantillonnage plutôt discontinu de la structure. Dans le cas contraire, si δ_0 est beaucoup plus grand que Dx alors la même structure serait détectée sur plusieurs points de grille, ce qui entraîne une perte de la résolution spatiale. δ_f est, quant à lui, choisi du même ordre de grandeur que l'échelle de la dynamique étudiée (typiquement la (sous)mésoéchelle). De cette façon les FSLE représentent l'inverse du temps nécessaire pour mélanger des particules de fluide dans des échelles spatiales comprises entre δ_0 et δ_f .

Bien qu'utiles pour expliquer la présence de gradient de traceurs [[ABRAHAM et BOWEN, 2002](#) ; [D'OVIDIO et al., 2009](#) ; [PÉREZ-MUNUZURI et HUHN, 2010](#) ; [LEHAHN et al., 2011](#) ; [MAES et al., 2013](#)],

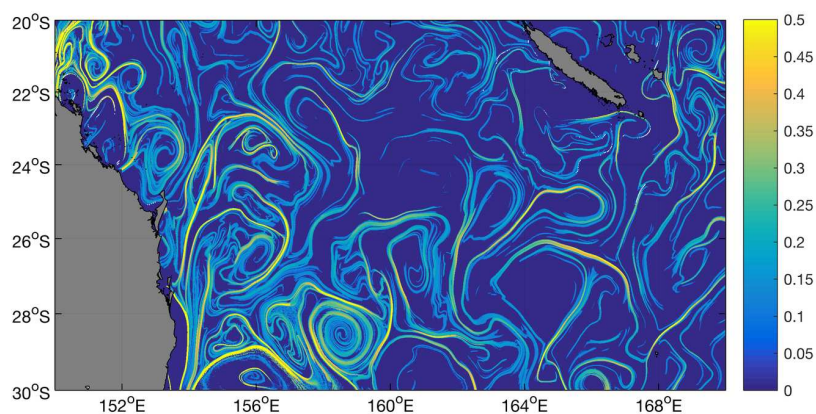


FIGURE 2.12 – FSLE (barre de couleur, jours⁻¹) calculés sur 30 jours, à l’ouest de l’Australie, grâce aux champs de courant dérivés de l’altimétrie produit par le CNES qui incluent les composantes géostrophique, d’Ekman et la cyclogéostrophie.

la présence d’un FSLE n’implique pas nécessairement la présence d’un front de traceur. En effet, l’advection horizontale ne peut créer un gradient que s’il existe une hétérogénéité initiale, telle qu’un gradient de grande échelle, entre la masse d’eau advectée et la masse d’eau qui subit l’intrusion de la masse d’eau advectée [D’OVIDIO et al., 2013; ROUSSELET et al., 2018]. Ainsi il existe généralement plus de fronts théoriques calculés avec les FSLE que de gradient de traceurs observés. D’autres facteurs risquent d’affecter l’efficacité des FSLE pour détecter les gradients :

1. l’orientation de la structure d’étirement par rapport au gradient : le gradient doit être orthogonal à la structure pour que celle-ci puisse l’amplifier ;
2. le traceur a une dynamique active et sa distribution/concentration dépend d’autres facteurs en plus de l’advection (par exemple : la concentration en Chl *a*) ;
3. d’autres mécanismes de transport entrent en jeu en plus de l’advection horizontale (phénomènes d’upwelling, downwelling ou convection) ;
4. le champ de courant ne représente pas parfaitement l’étirement horizontal (résolution trop faible, composante agéostrophique manquante pour les vitesses géostrophiques dérivées de l’altimétrie) ;
5. le manque de précision du champ de vitesse peut entraîner des décalages entre la position du front physique et le gradient ;

Malgré ces limitations, les études citées précédemment ont démontré empiriquement que le calcul des exposants de Lyapunov était un formidable outil pour comprendre la dynamique de gradients de traceurs (SST, SSS, Chl *a*) et de distribution d’espèces phytoplanctoniques. Les travaux de ABRAHAM et BOWEN [2002] ont montré que les filaments des exposants de Lyapunov dérivés à partir de données altimétriques, correspondaient fortement aux fronts de SST. Depuis, de nombreuses études réalisées par comparaison des FSLE avec des données satellites ont révélé l’importance des étirements de masses d’eau sur la production primaire [CALIL et RICHARDS, 2010;

ROSSI et al., 2008]. Plus récemment, le calcul des exposants de Lyapunov a été utilisé pour étudier le comportement des grands prédateurs marins qui semblent suivre les étirements horizontaux [DE MONTE et al., 2012; DELLA PENNA et al., 2015; TEW KAI et al., 2009].

2.3 Estimation des mouvements verticaux

Les vitesses verticales induites par des dynamiques de méso- ou submésoéchelles, dans les couches superficielles, sont des paramètres très importants pour la compréhension de l'influence, à fine échelle, de structures telles que les tourbillons, les fronts ou les méandres sur la distribution et la dynamique des éléments biogènes. De ce fait, l'estimation des vitesses verticales est un enjeu important dans l'étude des systèmes méso- ou submésoéchelle. L'une des méthodes les plus couramment utilisées, pour des raisons de stabilité et de précision, est la version **Q**-vector de l'équation- ω [FIEKAS et al., 1994; HOSKINS et al., 1978; STRASS, 1994]. Cette méthode a été utilisée de nombreuses fois avec succès pour estimer les mouvements verticaux, notamment aux niveaux de fronts intenses [PIETRI et al., 2013; PINOT et al., 1996; RUDNICK, 1996]. Cependant, cette méthode requiert la connaissance des champs de densité et de vitesse horizontale dans les trois dimensions d'espace (x, y, z) . Ainsi, lorsque les vitesses verticales doivent être estimées à partir de données synoptiques *in situ*, souvent en deux dimensions, il est nécessaire de passer par une étape de reconstruction d'un champ en 3D. Au cours de cette thèse, nous avons opté pour la méthode de cartographie objective (ou *-objective mapping-*) car cette technique a déjà largement été utilisée pour résoudre des problèmes atmosphériques et océanographiques [BRETHERTON et al., 1976; DALEY, 1991]. Cette approche d'estimation des mouvements verticaux a été utilisée pendant cette thèse dans le cadre de la campagne *OSCAHR*. Elle consiste en deux étapes, explicitées dans les sections suivantes : 1) une analyse objective à partir des données *in situ* pour obtenir des champs 3-D de densité et de vitesse horizontale (voir Section 2.3.1) ; 2) L'équation- ω est résolue numériquement en utilisant les champs 3-D pour en déduire les vitesses verticales (voir Section 2.3.2).

2.3.1 Reconstruction d'un champ 3-D à partir de données *in situ* 2-D

La méthode de cartographie objective permet d'interpoler des données synoptiques 2-D sur une grille uniforme et régulière 3-D. Une carte objective (ou *-objective map-*) représente l'estimation d'une variable en minimisant l'erreur quadratique entre une fonction continue de cette variable et des données discrètes. Le choix de la fonction continue est arbitraire et nécessite de faire une hypothèse préalable sur la forme de la distribution de la variable. Cette caractéristique va lisser le signal par rapport à une interpolation classique simple. Une carte objective de la variable est

ainsi estimée à chaque niveau vertical. Cette procédure permet également le calcul, à chaque niveau, de matrices d'erreur estimées comme le ratio entre l'erreur et la variance du signal. Ainsi les limites horizontales des cartes objectives peuvent être définies par un seuil sur l'erreur associée à la reconstruction.

Dans le cadre de la campagne *OSCAHR*, une structure cyclonique a été échantillonnée avec un MVP et un S-ADCP. Ainsi le champ 3-D de masse volumique (ρ) ou de densité est reconstruit à partir des données Température-Salinité (T-S) du MVP en ajustant les données à une fonction elliptique par la méthode des moindres carrés. Le champ moyen de vitesses horizontales ($\mathbf{V} = (u, v)$) est, quant à lui, ajusté à une distribution linéaire. Les échelles de corrélation et la direction de la structure échantillonnée sont déterminées en ajustant une covariance Gaussienne à l'autocovariance de masse volumique observée par le MVP. Les échelles de corrélation, calculées dans ce cas particulier, sont de 30 et 15 km dans les directions x et y, respectivement, et l'orientation de la structure est de $-22,5^\circ$ par rapport à la verticale. La résolution finale de la grille est de 0.8 km N-S \times 1.2 km E-O sur l'horizontale et de 3 m sur la verticale. Pour pouvoir être utilisés dans l'équation- ω le champ de masse volumique est contraint d'être stable et le champ de vitesses horizontales en équilibre géostrophique (\mathbf{V}_g).

2.3.2 Équation- ω

Une fois les champs de masse volumique et de vitesses horizontales reconstruits il est désormais possible d'utiliser la version *Q-vector* de l'équation- ω pour diagnostiquer les vitesses verticales à différents niveaux. Cette méthode se base sur la théorie quasigéostrophique qui définit que des vitesses agéostrophiques verticales vont se mettre en place pour rétablir l'équilibre du vent thermique que le cisaillement et les déformations des mouvements géostrophiques tendent à détruire. Ces vitesses verticales agéostrophiques peuvent être estimées grâce à la divergence du vecteur \mathbf{Q} qui représente l'advection des gradients de masse volumique par la variation horizontale du champ géostrophique [HOSKINS et al., 1978] :

$$\mathbf{Q} = (Q_1, Q_2) = \left(\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial x} \cdot \nabla \rho, \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial y} \cdot \nabla \rho \right) \quad (2.7)$$

où $\mathbf{V}_g = (u_g, v_g)$ représente les composantes horizontales ouest-est et sud-nord des courants géostrophiques, ρ la masse volumique et ρ_0 une masse volumique de référence. La démonstration de cette forme du vecteur \mathbf{Q} est présentée en Annexe B.

Les vitesses verticales (w) peuvent ensuite être estimées à partir de l'équation- ω quasigéostrophique :

$$N^2 \nabla_h^2 w + f^2 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = 2 \nabla \cdot \mathbf{Q} \quad (2.8)$$

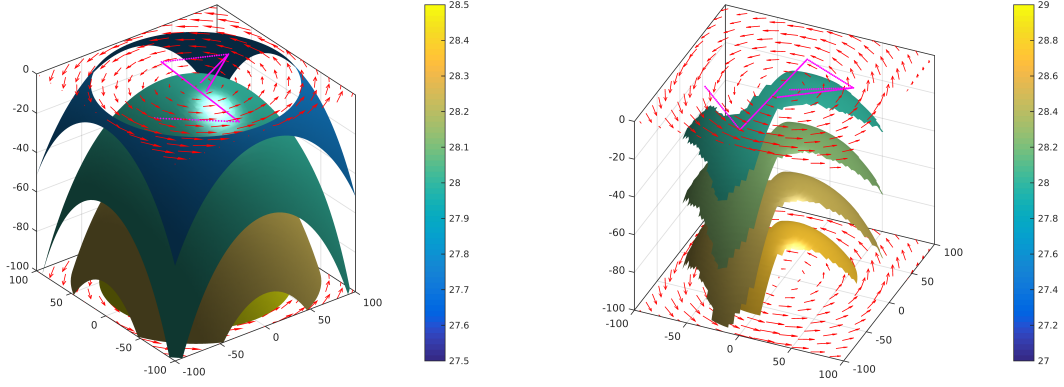


FIGURE 2.13 – Gauche : Isolignes de densité (barre de couleur) et composantes horizontales des courants (flèches rouges), en surface et au fond, d'un champ tourbillonnaire idéal. Droite : Isolignes de densité (barre de couleur) et composantes horizontales des courants (flèches rouges), en surface et au fond, du champ tourbillonnaire reconstruit après la méthode de carte objective. Les sections sur lesquelles s'effectuent le sous-échantillonnage sont indiquées en magenta.

où $N^2 = \frac{\partial b}{\partial z}$ est le carré de la fréquence de Brunt Väisälä, avec $b = -(g/\rho_0)\rho$ la flottabilité.

Une solution de l'équation 2.8 peut être obtenue, par méthode itérative, en inversant l'opérateur :

$$L = N^2 \nabla_h^2 + f^2 \partial^2 / \partial^2 z \quad (2.9)$$

et en résolvant $w = L^{-1} \cdot \nabla \cdot \mathbf{Q}$ [GIORDANI et al., 2006]. Les estimations de w sur les bords du domaine doivent cependant être prises avec précaution du fait de la condition aux frontières $w = 0$.

2.3.3 Étude de cas d'un tourbillon idéalisé cyclonique

À travers l'étude de cas d'un tourbillon idéalisé, nous allons examiner comment fonctionnent les différentes étapes aboutissant à l'estimation de vitesses verticales à partir de données discrètes *in situ*. Le champ tourbillonnaire idéalisé est construit à partir de la théorie suivante :

Un tourbillon de centre (x_c, y_c) , de taille L et d'intensité ψ_0 est défini par

$$\begin{cases} u = \frac{\partial \psi}{\partial y} = -2 \frac{(y-y_c)}{L^2} \psi(x,y) \\ v = -\frac{\partial \psi}{\partial x} = 2 \frac{(x-x_c)}{L^2} \psi(x,y) \end{cases} \quad (2.10)$$

avec $\psi(x,y) = \psi_0 \exp\left[-\frac{(x-x_c)^2 + (y-y_c)^2}{L^2}\right]$. La distribution de la densité est déterminée par une remontée des isopycnes au centre du tourbillon afin de simuler un système théorique d'upwelling au centre d'un tourbillon cyclonique dans l'hémisphère Nord :

$$\sigma_{(x,y,z)} = \sigma_0(k) \exp\left[-\frac{(x-x_c)^2 + (y-y_c)^2}{L^2}\right] \quad (2.11)$$

avec $\sigma_0(k)$ définie comme une fonction linéaire croissante.

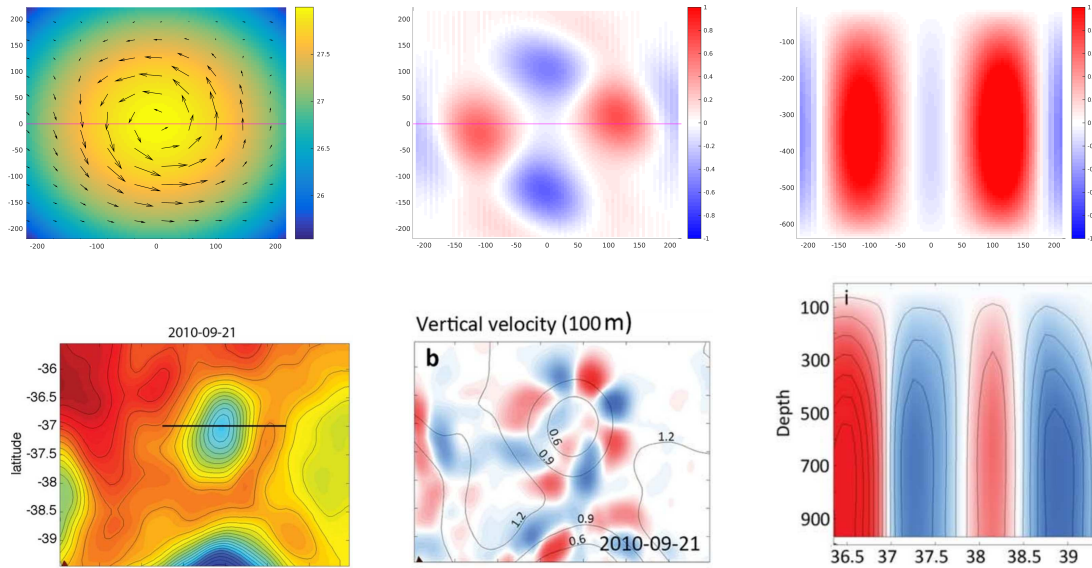


FIGURE 2.14 – **Haut** : Gauche : Section horizontale (en surface) de densité (barre de couleur) et vitesses horizontales (flèches noires). Milieu : Section horizontale (à 100 m) des vitesses verticales (barre de couleur) associées aux champs de densité et de vitesses horizontales et estimées grâce à l'équation- ω . Droite : Section verticale (ligne magenta sur les deux graphiques précédents) des vitesses verticales (barre de couleur). **Bas** : Figures tirées de [NARDELLI \[2013\]](#), de gauche à droite : SST et isocontours de température ; vitesses verticales (barre de couleur et isocontours) associées à la structure mésoéchelle ; section verticale des vitesses verticales (barre de couleur et isocontours) en suivant le transect noir sur la figure de gauche.

La Figure 2.13 (gauche) illustre ce cas idéal avec la remontée des isopycnes au centre du tourbillon. Afin de simuler le cas d'un échantillonnage *in situ*, par définition synoptique et en 2-D, nous extrayons les sections de densité et vitesses horizontales le long des radiales dessinées en magenta. À partir de ces sections «*in situ*», la technique de carte objective permet bien de retrouver une partie du dôme des isopycnes au centre d'une structure tourbillonnaire cyclonique (Fig. 2.13, droite). Les valeurs dont l'erreur, associée à la technique de carte objective, est supérieure à 0.1, ne sont pas dessinées sur la figure, ce qui explique l'absence de données sur certaines zones des isosurfaces. À partir des deux champs 3-D reconstruits par carte objective (densité et vitesses horizontales), nous estimons les vitesses verticales.

Les vitesses verticales associées à un tourbillon cyclonique idéalisé forment un quadripôle de mouvements, homogènes sur la profondeur, ascendants et descendants sur les bords de la structure (Fig. 2.14). Des schémas similaires de distributions des vitesses verticales ont été mis en évidence par [NARDELLI \[2013\]](#) (voir Fig. 2.14) et par [MARTIN et RICHARDS \[2001\]](#), ce qui donne une relative bonne confiance dans nos méthodes de reconstruction des champs 3-D et d'estimation de vitesses verticales.

2.4 Stratégie adaptative pour les campagnes en mer

Au cours de cette thèse, un effort particulier a été apporté au développement et à l'implémentation du logiciel SPASSO (*Software Package for A Satellite-based Strategy for Oceanographic cruises*) qui permet d'adopter une stratégie adaptative et de guider des campagnes océanographiques grâce à l'analyse de données satellites et numériques en temps réel. En effet, lorsque des projets de campagnes océanographiques visent à étudier des structures méso- ou submésoséchelles, il est souvent difficile, voire impossible, de prévoir des mois ou des années à l'avance un plan de campagne qui assure l'échantillonnage de telles structures en raison de leur aspect éphémère. De plus, tous ceux qui réalisent des campagnes océanographiques savent combien il est difficile de se tenir à un plan de route préétabli des mois à l'avance en raison de nombreuses conditions extérieures : impossibilité de prévoir à l'avance la présence des structures, interdiction d'échantillonnage dans des eaux étrangères ou dévolues à des exercices militaires, mauvaises conditions météorologiques ou mer trop agitée, ou encore simplement en raison de timings trop serrés. Ainsi, il devient nécessaire de savoir s'adapter au cours d'une campagne pour, malgré les aléas, mener à bien ses objectifs. Le logiciel SPASSO a été développé pour réussir à répondre aux objectifs scientifiques en palliant à ces difficultés : il permet de suivre des structures méso- ou submésoséchelles ainsi que leurs caractéristiques biogéochimiques en temps quasi-réel et ainsi d'adapter la route du navire aux difficultés de terrain. Cette stratégie a été menée avec succès au cours des campagnes *OUTPACE* et *OSCAHR* mais a également permis le bon déroulement de différentes campagnes associées à différents projets : SeaQuest (<http://mio.pytheas.univ-amu.fr/SEAQUEST/>), PEACETIME (<http://peacetime-project.org/>), SARGASSES (<https://www.mio.univ-amu.fr/SARGASSES/>) et PREBIOSWOT ([website](#)). Si les résultats de ces campagnes n'apparaissent pas dans ce travail de thèse, des analyses techniques et scientifiques ont tout de même été apportées via la participation aux projets à travers la stratégie adaptative.

Une fois implémenté sur la bonne zone d'étude le logiciel fonctionne de manière autonome et réalise les tâches suivantes (résumées sur la Figure 2.15) au moins deux fois par jour :

1. Téléchargement des données satellites du jour (champs de vitesses de surface, SST, Chl *a* de surface ou autres si définies par l'utilisateur ;
2. Extraction des données sur le domaine de campagne ;
3. Réalisation de figures pour chaque type de données ;
4. Calcul et réalisation de figures de différents diagnostics (eulérien ou lagrangien) : paramètre d'OW, paramètre de rétention, FSLE ou autres ;
5. Dépôt des images sur le site web de la campagne et envoi par mail ;

Lorsque le logiciel a terminé son exécution, les données sont récupérées par une équipe à terre

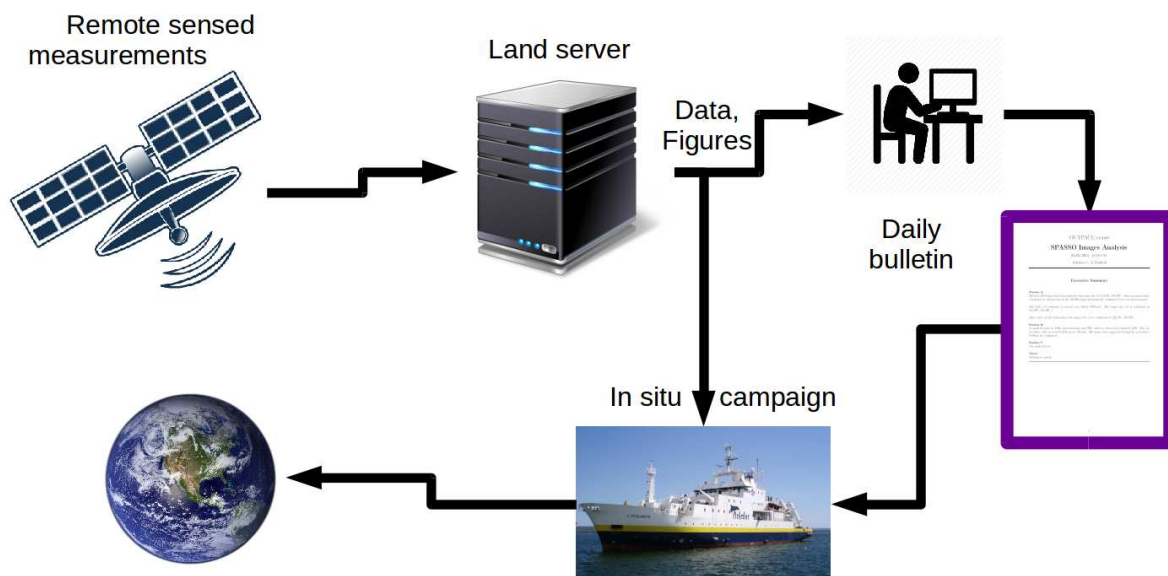


FIGURE 2.15 – Schéma de fonctionnement du logiciel SPASSO.

pour les analyser et éventuellement produire des figures supplémentaires, si nécessaire (par exemple des zooms). L'équipe à terre va ensuite rédiger un rapport, sous forme de bulletin, qu'elle enverra aux collègues à bord afin de leur fournir leur expertise avec un regard extérieur. Un exemple de bulletin de la campagne *PEACETIME* est fourni en Annexe C.

Cet outil, ayant fait ses preuves lors des nombreuses campagnes précédentes, continuera d'être développé et utilisé pour de futurs projets, notamment le projet BIOSWOT (<https://swot.jpl.nasa.gov/project-bioswot.htm>).

Bibliographie

- ABRAHAM, E. R. et M. M. BOWEN. 2002, «Chaotic stirring by a mesoscale surface-ocean flow», *Chaos : An Interdisciplinary Journal of Nonlinear Science*, vol. 12, n° 2, p. 373–381. 43, 44
- ALORY, G., T. DELCROIX, P. TÉCHINÉ, D. DIVERREÈS, D. VARILLON, S. CRAVATTE, Y. GOURIOU, J. GRELET, S. JACQUIN, É. KESTENARE et al. 2015, «The French contribution to the voluntary observing ships network of sea surface salinity», *Deep-Sea Res. I*, vol. 105, p. 1–18. 23
- AMINOT, A. et R. KÉROUEL. 2004, *Hydrologie des écosystèmes marins : paramètres et analyses*, Editions Quae. 24
- AURELL, E., G. BOFFETTA, A. CRISANTI, G. PALADIN et A. VULPIANI. 1997, «Predictability in the large : an extension of the concept of Lyapunov exponent», *Journal of Physics A : Mathematical and General*, vol. 30, n° 1, p. 1. 42
- BLANKE, B., M. ARHAN, G. MADEC et S. ROCHE. 1999, «Warm water paths in the equatorial Atlantic as diagnosed with a general circulation model», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 29, n° 11, p. 2753–2768. 37
- BLANKE, B., M. ARHAN et S. SPEICH. 2006, «Salinity changes along the upper limb of the Atlantic thermohaline circulation», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 33, n° 6. 37
- BLANKE, B. et S. RAYNAUD. 1997, «Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent : an Eulerian and Lagrangian approach from GCM results», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 27, n° 6, p. 1038–1053. 36
- BREHERTON, F. P., R. E. DAVIS et C. FANDRY. 1976, «A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73», dans *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, vol. 23, Elsevier, p. 559–582. 45
- CALIL, P. et K. RICHARDS. 2010, «Transient upwelling hot spots in the oligotrophic North Pacific», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 115, n° C2. 44
- CHAIGNEAU, A., G. ELGIN et B. DEWITTE. 2009, «Eddy activity in the four major upwelling systems from satellite altimetry (1992–2007)», *Prog. Oceanogr.*, vol. 83, n° 1-4, p. 117–123. 38, 39
- CHELTON, D. B., M. G. SCHLAX et R. M. SAMELSON. 2011, «Global observations of nonlinear mesoscale eddies», *Prog. Oceanogr.*, vol. 91, n° 2, p. 167–216. 39
- CHELTON, D. B., M. G. SCHLAX, R. M. SAMELSON et R. A. DE SZOEKE. 2007, «Global observations of large oceanic eddies», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 34, n° 15. 39
- COPPOLA, L., E. D. RIQUIER et T. CARVAL. 2016, «Dyfamed observatory data», *SEANOE, doi*, vol. 10, p. 43 749. 28
- DALEY, R. 1991, «Atmospheric data analysis, Cambridge atmospheric and space science series», *Cambridge University Press*, vol. 6966, n° 25, p. 809–822. 45
- DE MONTE, S., C. COTTÉ, F. D’OVIDIO, M. LÉVY, M. LE CORRE et H. WEIMERSKIRCH. 2012, «Frigatebird behaviour at the ocean–atmosphere interface : integrating animal behaviour with multi-satellite data», *Journal of the Royal Society Interface*, vol. 9, n° 77, p. 3351–3358. 45
- DELLA PENNA, A., S. DE MONTE, E. KESTENARE, C. GUINET et F. D’OVIDIO. 2015, «Quasi-planktonic behavior of foraging top marine predators», *Scientific reports*, vol. 5, p. 18 063. 45
- DOGLIOLI, A. 2015, «OSCAHR cruise, RV Téthys II», doi :10.17600/15008800. 25
- D’OVIDIO, F., V. FERNÁNDEZ, E. HERNÁNDEZ-GARCÍA et C. LÓPEZ. 2004, «Mixing structures in the Mediterranean Sea from finite-size Lyapunov exponents», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 31, n° 17. 43
- DUCET, N., P.-Y. LE TRAON et G. REVERDIN. 2000, «Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and-2», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 105, n° C8, p. 19 477–19 498. 30
- D’OVIDIO, F., S. DE MONTE, A. DELLA PENNA, C. COTTÉ et C. GUINET. 2013, «Ecological implications of eddy retention in the open ocean : a Lagrangian approach», *Journal of Physics A : Mathematical and Theoretical*, vol. 46, n° 25, p. 254 023. 40, 44

- D'OVIDIO, F., J. ISERN-FONTANET, C. LÓPEZ, E. HERNÁNDEZ-GARCÍA et E. GARCÍA-LADONA. 2009, «Comparison between Eulerian diagnostics and finite-size Lyapunov exponents computed from altimetry in the Algerian basin», *Deep-Sea Res. I*, vol. 56, n° 1, p. 15–31. 43
- EARLY, J. J., R. SAMELSON et D. B. CHELTON. 2011, «The evolution and propagation of quasigeostrophic ocean Eddies*», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 41, n° 8, p. 1535–1555. 39
- FIEKAS, V., H. LEACH, K. MIRBACH et J. WOODS. 1994, «Mesoscale instability and upwelling. Part 1 : Observations at the North Atlantic intergyre front», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 24, n° 8, p. 1750–1758. 45
- GANACHAUD, A., S. CRAVATTE, A. MELET, A. SCHILLER, N. HOLBROOK, B. SLOYAN, M. WIDLANSKY, M. BOWEN, J. VERRON, P. WILES et al.. 2014, «The Southwest Pacific Ocean circulation and climate experiment (SPICE)», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 119, n° 11, p. 7660–7686. 22
- GIORDANI, H., L. PRIEUR et G. CANIAUX. 2006, «Advanced insights into sources of vertical velocity in the ocean», *Ocean Dynam.*, vol. 56, n° 5-6, p. 513–524. 47
- HADJIGHASEM, A. et G. HALLER. 2016, «Level set formulation of two-dimensional Lagrangian vortex detection methods», *Chaos : An Interdisciplinary Journal of Nonlinear Science*, vol. 26, n° 10, p. 103 102. 40
- HALLER, G., A. HADJIGHASEM, M. FARAZMAND et F. HUH. 2016, «Defining coherent vortices objectively from the vorticity», *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 795, p. 136–173. 40, 41
- HALLER, G. et G. YUAN. 2000, «Lagrangian coherent structures and mixing in two-dimensional turbulence», *Physica D : Nonlinear Phenomena*, vol. 147, n° 3-4, p. 352–370. 42
- HENSON, S. A. et A. C. THOMAS. 2008, «A census of oceanic anticyclonic eddies in the Gulf of Alaska», *Deep-Sea Res. I*, vol. 55, n° 2, p. 163–176. 39
- HERMAN, A., B. BEANLANDS et E. PHILLIPS. 2004, «The next generation of optical plankton counter : the laser-OPC», *Journal of Plankton Research*, vol. 26, n° 10, p. 1135–1145. 27
- HERMAN, A. et M. HARVEY. 2006, «Application of normalized biomass size spectra to laser optical plankton counter net intercomparisons of zooplankton distributions», *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 111, n° C5. 27
- HOSKINS, B., I. DRAGHICI et H. DAVIES. 1978, «A new look at the ω -equation», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 104, n° 439, p. 31–38. 45, 46
- HUMMON, J. et E. FIRING. 2003, «A Direct Comparison of Two RDI Shipboard ADCPs : A 75-kHz Ocean Surveyor and a 150-kHz Narrow Band», *J. Atmos. Ocean. Technol.*, n° 872-888. 22
- ISERN-FONTANET, J., J. FONT, E. GARCÍA-LADONA, M. EMELIANOV, C. MILLOT et I. TAUPIER-LETAGE. 2004, «Spatial structure of anticyclonic eddies in the Algerian basin (Mediterranean Sea) analyzed using the Okubo-Weiss parameter», *Deep-Sea Res. II*, vol. 51, n° 25-26, p. 3009–3028. 39
- ISERN-FONTANET, J., E. GARCÍA-LADONA et J. FONT. 2006, «Vortices of the Mediterranean Sea : An altimetric perspective», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 36, n° 1, p. 87–103. 39
- LE BOT, P., C. KERMAON, P. LHERMINIER et F. GAILLARD. 2011, «CASCADE V6. 1 : Logiciel de validation et de visualisation des mesures ADCP de coque», . 26
- LEHAHN, Y., F. D'OVIDIO, M. LÉVY, Y. AMITAI et E. HEIFETZ. 2011, «Long range transport of a quasi isolated chlorophyll patch by an Agulhas ring», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 38, n° 16. 43
- LUMPKIN, R. et M. PAZOS. 2007, «Measuring surface currents with Surface Velocity Program drifters : the instrument, its data, and some recent results», *Lagrangian analysis and prediction of coastal and ocean dynamics*, p. 39–67. 24
- MAES, C. 2012, «BIFURCATION cruise, Alis R/V», Doi :10.17600/12100100. 22
- MAES, C., B. DEWITTE, J. SUDRE, V. GARCON et D. VARILLON. 2013, «Small-scale features of temperature and salinity surface fields in the Coral Sea», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 118, p. 1–13. Doi :10.1002/jgrc.20344. 43

- MARREC, P., G. GRÉGORI, A. M. DOGLIOLI, M. DUGENNE, A. DELLA PENNA, N. BHAIRY, T. CARIOU, S. H. NUNIGE, S. LAHBIB, G. ROUGIER et al.. 2018, «Coupling physics and biogeochemistry thanks to high-resolution observations of the phytoplankton community structure in the northwestern Mediterranean Sea», *Biogeosciences*, vol. 15, n° 5, p. 1579. 27
- MARTIN, A. P. et K. J. RICHARDS. 2001, «Mechanisms for vertical nutrient transport within a North Atlantic mesoscale eddy», *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, vol. 48, n° 4-5, p. 757–773. 48
- MCDUGALL, T., D. JACKETT, F. MILLERO, R. PAWLOWICZ et P. BARKER. 2012, «A global algorithm for estimating Absolute Salinity», *Ocean Sci.*, vol. 8, n° 6, p. 1123–1134. 23
- MOOLANI, V., R. BALASUBRAMANIAN, L. SHEN et A. TANDON. 2006, «Shape analysis and spatio-temporal tracking of mesoscale eddies in miami isopycnic coordinate ocean model», dans *3D Data Processing, Visualization, and Transmission, Third International Symposium on*, IEEE, p. 663–670. 38
- MOUTIN, T. et S. BONNET. 2015, «OUTPACE cruise, RV L'Atalante», doi :10.17600/15000900. 23
- MOUTIN, T., A. M. DOGLIOLI, A. DE VERNEIL et S. BONNET. 2017, «Preface : The oligotrophy to the ultra-oligotrophy pacific experiment (outpace cruise, 18 february to 3 april 2015)», *Biogeosciences*, vol. 14, n° 13, doi :10.5194/bg-14-3207-2017, p. 3207–3220. URL <https://www.biogeosciences.net/14/3207/2017/>. 23, 35
- NARDELLI, B. B. 2013, «Vortex waves and vertical motion in a mesoscale cyclonic eddy», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 118, n° 10, p. 5609–5624. 48
- NENCIOLI, F., C. DONG, T. DICKEY, L. WASHBURN et J. C. MCWILLIAMS. 2010, «A vector geometry-based eddy detection algorithm and its application to a high-resolution numerical model product and high-frequency radar surface velocities in the Southern California Bight», *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 27, n° 3, p. 564–579. 38
- NENCIOLI, F., F. D'OVIDIO, A. DOGLIOLI et A. PETRENKO. 2011, «Surface coastal circulation patterns by in-situ detection of Lagrangian coherent structures», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 38, n° 17. 42
- OKUBO, A. 1970, «Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences», dans *Deep sea research and oceanographic abstracts*, vol. 17, Elsevier, p. 445–454. 38
- PENVEN, P., V. ECHEVIN, J. PASAPERA, F. COLAS et J. TAM. 2005, «Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System : A modeling approach», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 110, n° C10. 38
- PENVEN, P., I. HALO, S. POUS et L. MARIÉ. 2014, «Cyclogeostrophic balance in the Mozambique Channel», *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 119, n° 2, p. 1054–1067. 31
- PÉREZ-MUNUZURI, V. et F. HUHN. 2010, «The role of mesoscale eddies time and length scales on phytoplankton production», *Nonlinear Processes in Geophysics*, vol. 17, n° 2, p. 177–186. 43
- PIETRI, A., P. TESTOR, V. ECHEVIN, A. CHAIGNEAU, L. MORTIER, G. ELDIN et C. GRADOS. 2013, «Finescale vertical structure of the upwelling system off southern Peru as observed from glider data», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 43, n° 3, p. 631–646. 45
- PINOT, J.-M., J. TINTORÉ et D.-P. WANG. 1996, «A study of the omega equation for diagnosing vertical motions at ocean fronts», *J. Mar. Res.*, vol. 54, n° 2, p. 239–259. 45
- PROVENZALE, A. 1999, «Transport by coherent barotropic vortices», *Annu. Rev. Fluid Mech.*, vol. 31, n° 1, p. 55–93. 39
- RIO, M.-H., S. MULET et N. PICOT. 2014, «Beyond GOCE for the ocean circulation estimate : Synergetic use of altimetry, gravimetry, and in situ data provides new insight into geostrophic and Ekman currents», *Geophysical Research Letters*, vol. 41, n° 24, p. 8918–8925. 31
- ROSSI, V., C. LÓPEZ, J. SUDRE, E. HERNÁNDEZ-GARCÍA et V. GARÇON. 2008, «Comparative study of mixing and biological activity of the Benguela and Canary upwelling systems», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 35, n° 11. 45

- ROUSSELET, L., A. DE VERNEIL, A. M. DOGLIOLI, A. A. PETRENKO, S. DUHAMEL, C. MAES et B. BLANKE. 2018, «Large- to submesoscale surface circulation and its implications on biogeochemical/biological horizontal distributions during the OUTPACE cruise (southwest Pacific)», *Biogeosciences*, vol. 15, n° 8, doi : 10.5194/bg-15-2411-2018, p. 2411–2431. URL <https://www.biogeosciences.net/15/2411/2018/>. 25, 41, 44
- RUDNICK, D. L. 1996, «Intensive surveys of the Azores Front : 2. Inferring the geostrophic and vertical velocity fields», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 101, n° C7, p. 16291–16303. 45
- SADARJOEN, I. A. et F. H. POST. 2000, «Detection, quantification, and tracking of vortices using streamline geometry», *Comput. Graph.*, vol. 24, n° 3, p. 333–341. 38
- SAOUT GRIT, C., A. GANACHAUD, C. MAES, L. FINOT, L. JAMET, F. BAURAND et J. GRELET. 2015, «Calibration of CTD oxygen data collected in the Coral Sea during the 2012 BIFURCATION Cruise», *Mercator Ocean-Quarterly Newsletter*, , n° 52, p. 34–38. 23
- SIMONCELLI, S., C. FRATIANNI, N. PINARDI, A. GRANDI, M. DRUDI, P. ODDO et S. DOBRICIC. 2014, «Mediterranean Sea physical reanalysis (MEDREA 1987-2015)(Version 1)», *EU Copernicus Marine Service Information*. DOI : https://doi.org/10.25423/medsea_reanalysis_phys_006_004. 28
- STRASS, V. H. 1994, «Mesoscale instability and upwelling. Part 2 : Testing the diagnostics of vertical motion with a three-dimensional ocean front model», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 24, n° 8, p. 1759–1767. 45
- TEW KAI, E., V. ROSSI, J. SUDRE, H. WEIMERSKIRCH, C. LOPEZ, E. HERNANDEZ-GARCIA, F. MARSAC et V. GARCÇON. 2009, «Top marine predators track Lagrangian coherent structures», *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 106, n° 20, p. 8245–8250. 45
- DE VERNEIL, A., L. ROUSSELET, A. M. DOGLIOLI, A. A. PETRENKO, C. MAES, P. BOURUET-AUBERTOT et T. MOUTIN. 2018, «OUTPACE long duration stations : physical variability, context of biogeochemical sampling, and evaluation of sampling strategy», *Biogeosciences*, vol. 15, n° 7, doi :10.5194/bg-15-2125-2018, p. 2125–2147. URL <https://www.biogeosciences.net/15/2125/2018/>. 24, 36
- WEISS, J. 1981, «The Dynamics of enstrophy transfer in two-dimensional hydrodynamics, La Jolla Inst. La Jolla, CA», cahier de recherche, LJI-TN-81-121. 38

Chapitre 3

La circulation océanique en surface : de la grande échelle à la sous-mésoéchelle

Étude de cas dans le Pacifique Sud-Ouest (OUTPACE)

Sommaire

3.1	Avant-propos	58
3.2	Introduction	59
3.3	Méthodologie	61
3.3.1	Expériences de trajectoires de particules Lagrangiennes	61
3.3.2	Correspondance entre fronts physiques et gradients en surface	64
3.4	Le transport des eaux de surface à l'échelle du bassin	66
3.5	La dynamique mésoéchelle	70
3.5.1	Détection des tourbillons	70
3.5.2	Trajectoires des masses d'eau à mésoéchelle	71
3.5.3	Influences potentielles de la dynamique mésoéchelle	73
3.6	Gradients et structures fine-échelles	74
3.7	Conclusions	77
	Bibliographie	79

3.1 Avant-propos

L'objectif de cette première partie est d'illustrer l'influence des différentes échelles de la circulation océanique sur la distribution d'éléments passifs dans la couche de surface de l'océan. Pour cela, nous prenons l'exemple du Pacifique Tropical Sud-Ouest –ou *Western Tropical South Pacific*– (WTSP). En effet, ce bassin présente plusieurs caractéristiques intéressantes : il est marqué par un gradient trophique zonal et donc par des variations biogéochimiques spatiales et il est soumis à une forte activité de méso- et sous-mésoéchelle générée par l'interaction des grands courants avec les nombreuses îles [HRISTOVA et al., 2014; QIU et al., 2009]. De plus, la campagne *OUTPACE*, qui a effectué un transect quasi zonal à la latitude 19°S, entre la Nouvelle-Calédonie (166.4°E) et la Polynésie Française (149.5°O) [MOUTIN et BONNET, 2015], offre une opportunité unique d'étudier l'influence de la circulation sur les variations biogéochimiques à l'échelle d'un bassin mais aussi à fine-échelle grâce à des mesures haute-fréquence *in situ*. Une série d'observations originales et multi-disciplinaires ont été recueillies le long du transect zonal à travers le WTSP et leurs analyses sont couplées avec des données satellites haute-résolution. Les champs de courants de surface, issus de l'altimétrie, sont utilisés pour calculer différents diagnostics Lagrangiens. Ces derniers permettent l'identification et l'étude des trajectoires des masses d'eau, de structures mésoéchelles et sous-mésoéchelles telles que les tourbillons ou les fronts océaniques. En particulier, un nouveau produit altimétrique haute-résolution, qui inclut la composante d'Ekman et la cyclogéostrophie en plus de la géostrophie classique, permet de mettre en évidence l'existence d'un transport de surface global induit par le vent vers le Sud-Ouest, ce qui tranche avec le schéma classique du transport vers l'Ouest des masses d'eau dans cette région. L'activité de mésoéchelle semble être responsable de trajectoires contre-intuitives des masses d'eau en surface dans deux sous-régions : 1) en mer de Corail avec des échanges potentiels entre le Jet Nord Vanuatu –ou *North Vanuatu Jet*– (NVJ) et le Jet Nord Calédonien –ou *North Caledonian Jet*– (NCJ) ; 2) aux alentours de 180°O où des trajectoires vers l'Est peuvent créer des interactions entre les eaux riches autour des îles et les eaux pauvres du gyre du Pacifique Sud. Les fronts, détectés par les FSLE et les gradients fine-échelles sont comparés pour tenter de mesurer l'influence des fronts physiques sur la formation de gradient en surface (ici de masse volumique et Chl *a*). Cette comparaison, mesurée grâce à un pourcentage de correspondance entre la présence d'un FSLE et celle d'un front de traceur, révèle l'importance des structures de sous-mésoéchelle dans la compréhension de la distribution en surface des traceurs passifs.

Ce travail a fait l'objet d'un article publié dans l'issue spéciale «Interactions between planktonic organisms and biogeochemical cycles across trophic and N₂ fixation gradients in the western tropical South Pacific Ocean : a multidisciplinary approach (*OUTPACE* experiment)» du journal *Biogeosciences*. Une partie de cette publication est présentée et complétée dans ce chapitre.

Large- to submesoscale surface circulation and its implications on biogeochemical/biological horizontal distributions during the OUTPACE cruise (southwest Pacific)

Louise Rousselet¹, Alain de Verneil^{1,4}, Andrea M. Doglioli¹, Anne A. Petrenko¹, Solange Duhamel², Christophe Maes³, and Bruno Blanke³

Received : 27 October 2017 – Discussion started : 3 November 2017

Revised : 12 March 2018 – Accepted : 27 March 2018 – Published : 20 April 2018

BIOGEOSCIENCES, 15, 2411–2431, <https://doi.org/10.5194/bg-15-2411-2018>, 2018

3.2 Introduction

Le gradient trophique zonal du WTSP représente une opportunité d'étudier les interactions entre les cycles biogéochimiques du Carbone (C), du Nitrate (N), du Phosphate (P), de la Silice (Si) et du Fer (Fe) avec différents régimes trophiques. Un des objectifs de la campagne *OUTPACE* est de comprendre comment la fixation d'azote (N₂) contrôle la production, la minéralisation et l'export de matière organique [MOUTIN et BONNET, 2015; MOUTIN et al., 2017]. La circulation dans l'océan, à différentes échelles de temps et d'espace, joue un rôle prépondérant sur la dynamique et la variabilité biologique. En particulier la méso- et sous-mésoéchelle, correspondant aux échelles typiques des blooms phytoplanctoniques [DICKEY, 2003], favorisent l'export de carbone par des mouvements verticaux [GUIDI et al., 2012; LÉVY et al., 2012] et donc impactent la pompe biologique.

Certaines observations, pour la plupart collectées au cours du programme *Joint Global Ocean Fluxes Study* (JGOFS), ont montré l'influence de la circulation des tourbillons pour soutenir la production primaire dans les régions oligotrophes [JENKINS, 1988; MCGILICUDDY et ROBINSON, 1997]. Des modèles numériques ont également mis en évidence une augmentation de la productivité biologique, par la dynamique mésoéchelle, dans l'Océan Atlantique Nord [GARÇON et al., 2001; OSCHLIES et GARÇON, 1998]. Les structures mésoéchelles peuvent donc jouer un rôle très important sur la production primaire en particulier dans les régions oligotrophes et dans les zones à forte activité de mésoéchelle comme le WTSP [CHELTON et al., 2011; HRISTOVA et al., 2014; QIU et al., 2009]. Les dynamiques à fine-échelle ont également un rôle significatif sur la distribution de la variabilité biologique. Les fronts et barrières physiques générés à ces échelles peuvent être associés à de forts gradients mais également ils peuvent influencer la distribution horizontale de traceurs, biogéochimiques ou biologique comme le phytoplancton, soit par advection horizontale directe [DANDONNEAU et al., 2003], soit indirectement en suivant les dynamiques biogéochimiques. Cependant, ces structures et leurs interactions avec la biogéochimie/biologie sont encore aujourd'hui difficiles à observer en raison de leur caractère éphémère [MAHADEVAN et TANDON,

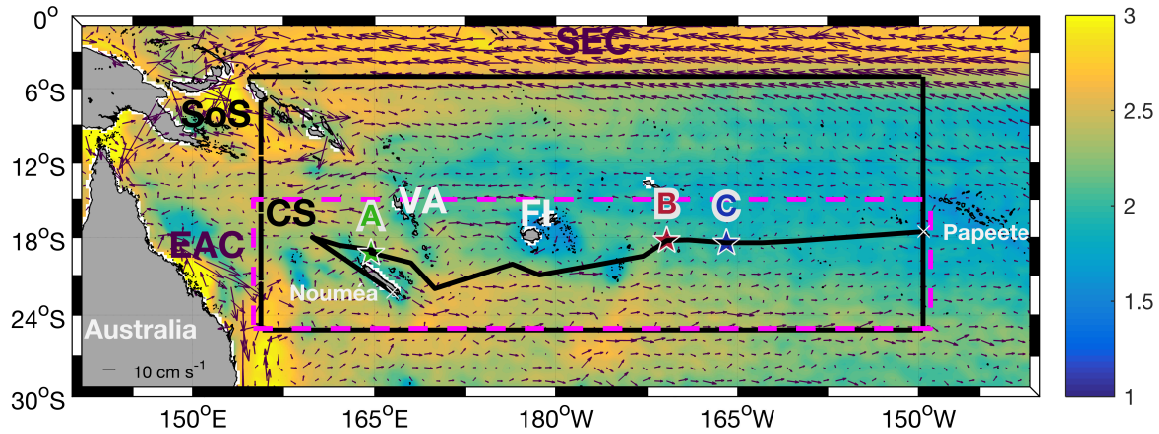


FIGURE 3.1 – Énergie cinétique turbulente moyenne (échelle \log_{10} en $\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$, barre de couleur) superposée aux courants de surface moyens (flèches violettes en cm s^{-1}) calculés pour 10 ans (2005 - 2015) avec le champ de courants de surface totaux dérivé de l'altimétrie. La localisation du SEC et du courant de bord ouest, EAC, est indiquée. La ligne noire montre la route du bateau pendant *OUTPACE* entre Nouméa et Papeete. La position des trois stations LD sont indiquées avec une étoile verte, rouge et bleue, respectivement pour LDA, LDB et LDC. La boîte noire définit le domaine d'intégration à grande échelle des particules dans le WTSP. SoS : mer des Salomon (Solomon Sea) ; CS : mer de Corail (Coral Sea) ; VA : Vanuatu, FI : Fidji.

2006; MCGILICUDDY JR, 2016].

Dans le WTSP, la circulation à grande échelle est dominée par le gyre anticyclonique du Pacifique Sud. Le Courant Sud-Équatorial –ou *South Equatorial Current*– (SEC) s'écoule dans la bande équatoriale ($0^{\circ}\text{S} - 6^{\circ}\text{S}$) d'Est en Ouest et se divise en plusieurs branches lorsqu'il s'approche de la mer de Corail [SOKOLOV et RINTOUL, 2000; WEBB, 2000] (Fig. 3.1). Sur le bord Ouest l'Courant Est Australien –ou *East Australian Current*– (EAC) nourrit, en passant par la mer de Tasman, la branche Sud du gyre qui ensuite circule vers l'Est avant d'atteindre les côtes Sud-Américaines et de former le Courant Pérou/Chili –ou *Peru/Chile Current*– (PCC) [TOMCZAK et GODFREY, 2013]. Associé à ce schéma grande échelle, plusieurs études indiquent une forte activité mésoéchelle causée par des instabilités barotropes et baroclines, et par les interactions entre les courants et les nombreuses îles que compte le WTSP [HRISTOVA et al., 2014; QIU et CHEN, 2004; QIU et al., 2009]. Les Figures 1.5 et 3.1 montrent que le campagne *OUTPACE* a été conduite dans une zone de transition entre une bande zonale relativement forte en énergie cinétique de la turbulence au Sud de 19°S [QIU et al., 2009] et une région de faible énergie cinétique au Nord. L'influence de cette intense variabilité, dont résulte principalement la propagation des tourbillons vers l'Ouest [CHELTON et al., 2007; ROGÉ et al., 2015], n'a pas encore été complètement explorée [KESSLER et CRAVATTE, 2013] ainsi que ses conséquences sur les variations biogéochimiques et biologiques de cette région. Cette activité de mésoéchelle intense est fortement liée à la génération de fronts sous-mésoéchelles qui seraient responsables de l'apparition de gradients fine-échelles en température et salinité en mer de Corail [MAES et al., 2013]. Dans le contexte du changement climatique, l'énergie cinétique turbulente et la fréquence des fronts océaniques devraient augmenter dans les régions oligotro-

phiques [HOGG et al., 2015; MATEAR et al., 2013]. La campagne *OUTPACE* offre donc une opportunité sans précédent d'étudier l'influence des dynamiques de grande, méso- et sous-mésoéchelle le long d'un gradient trophique avec des mesures physiques et biogéochimiques couplées.

Dans cette étude, les observations *in situ* collectées pendant la campagne *OUTPACE* sont replacées dans des contextes d'échelles horizontales différentes. Ainsi, à travers une approche en descente d'échelle, les schémas de circulation à grande, méso- et sous-mésoéchelle sont examinés grâce aux données *in situ* de la campagne couplées à des données satellites. La télédétection fournit des informations physiques et biologiques de façon journalière sur la région entière du WTSP pendant une période couvrant la campagne et au-delà (du 1^{er} Juin 2014 au 31 Mai 2015). La comparaison entre des diagnostics Lagrangiens et les mesures biogéochimiques/biologiques disponibles permet d'explorer l'influence potentielle de chaque échelle dynamique sur les variations biogéochimiques. En particulier, nous nous intéressons au transport des masses d'eau en surface à l'échelle du bassin, grâce à l'intégration de particules lagrangiennes. La dynamique mésoéchelle est explorée à travers la détection et le suivi des tourbillons mais également en étudiant les trajectoires mésoéchelles autour de trois sites aux caractéristiques biogéochimiques différentes. Enfin, les impacts de la circulation à fine-échelle sur la distribution horizontale de traceurs tels que la température, la salinité ou la Chl *a* seront analysés et quantifiés. L'utilisation d'approches multi-disciplinaires, incluant des observations *in situ*, des données satellites et des simulations numériques est le point central de cette étude pour analyser la circulation de surface à différentes échelles, dans ce bassin, et examiner ses influences possibles sur la distribution des paramètres biogéochimiques.

3.3 Méthodologie

3.3.1 Expériences de trajectoires de particules Lagrangiennes

Pour examiner les trajectoires des masses d'eau à grande et mésoéchelle, l'intégration de particules numériques Lagrangiennes est réalisée grâce à l'outil Ariane [BLANKE et al., 1999; BLANKE et RAYNAUD, 1997]. Dans la présente étude, les champs de courants utilisés correspondent aux champs de courants de surface totaux dérivés de l'altimétrie et identifiés comme représentant le mieux la dynamique de surface pendant la campagne (cf. Chapitre 2 Section 2.1.2). Dans cette étude, trois configurations d'Ariane ont été utilisées en fonction des objectifs fixés.

Premièrement, pour étudier la circulation grande échelle du WTSP, des expériences quantitatives ont été réalisées pour identifier les chemins principaux des eaux entrantes et sortantes du WTSP (Fig. 3.1). Les particules sont larguées le long de chaque section (Nord, Est, Sud et Ouest)

de la boîte, qui définit le domaine d'intégration, pendant un an et sont advectées en avant dans le temps pendant 10 ans pour minimiser l'incertitude liée aux particules qui ne sortent pas du domaine d'intégration. L'intégration des particules, même si elles n'ont atteint aucune section de contrôle, est stoppée au bout de 10 ans (critère temporel) pour assurer que chaque particule ait le même temps d'intégration. Le champ de courants de surface totaux n'est disponible que sur une période d'un an. Pour arriver à simuler des trajectoires sur 10 ans, le même champ est exploité en boucle (10 fois). Pour vérifier que la répétition d'un champ, n'affecte pas les résultats statistiques des transports calculés, deux tests sont réalisés en utilisant en boucle 10 fois le champ de courant de surface AVISO (à plus basse résolution et seulement géostrophique) sur la même période que les champs totaux (2014-2015), et en utilisant la série temporelle de champs de courant disponible sur 10 ans d'AVISO. Les statistiques sont affichées sur un histogramme en terme de pourcentage de particules qui atteignent une section (axe Y) pour chaque section de départ des particules et chaque produit altimétrique utilisé (axes X, Fig. 3.2). La couleur des barres de l'histogramme correspond à la couleur de la section de contrôle atteinte. Par exemple, dans le cas des particules larguées le long de la section «Nord», un peu plus de 60% sont interceptées par la section «Nord» pour le produit de champs totaux bouclé sur 10 ans (GEC loop –ou *Géostrophie, Ekman et Cyclogéostrophie bouclé*–), 85% pour le produit AVISO bouclé sur 10 ans (AVISO loop) et 83% pour la série temporelle AVISO sur 10 ans. Ces tests de sensibilité montrent que les statistiques sont assez similaires (entre 0 et 10% maximum de différence), que l'on boucle une année de donnée AVISO entre 2014 et 2015 ou que l'on utilise la série temporelle de 10 ans AVISO pour simuler les trajectoires des particules. Ces tests indiquent donc que l'année 2014-2015 est assez représentative du champ de courant et des conditions moyennes. De plus, l'intégration bouclée sur les champs totaux montre également des résultats cohérents avec les autres simulations, sauf dans le cas de l'interception des particules par la section «Nord» lorsqu'elles sont larguées sur les sections «Nord» et «Sud». En effet, ces simulations semblent sous-estimer la quantité de particules qui atteignent la section «Nord». Cependant, ce résultat peut paraître cohérent étant donné que les champs totaux incluent la composante du vent qui joue fortement sur les trajectoires des particules en surface. La comparaison entre ces simulations assure donc que l'utilisation d'un jeu de données d'un an, bouclé plusieurs fois, ne modifie pas de façon significative les résultats statistiques. Il est clairement plus intéressant dans notre cas d'utiliser les données fournies par le CLS car elles incluent deux composantes supplémentaires à la composante géostrophique : la composante d'Ekman et la cyclogéostrophie (cf. Chapitre 2 Section 2.1.2).

Le deuxième objectif de cette étude est d'identifier les trajectoires à mésoéchelle des eaux de surface échantillonnées aux stations LD. Des expériences quantitatives en avant et à rebours dans le temps sont effectuées pour mettre en évidence les trajets des eaux de surface arrivant et quittant

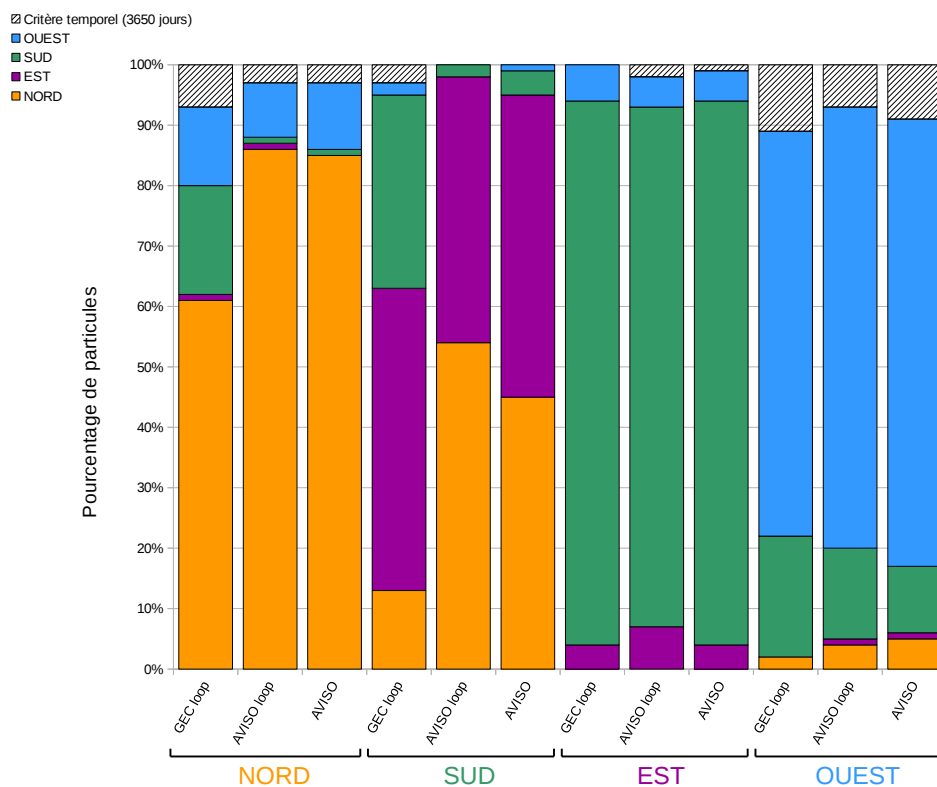


FIGURE 3.2 – Histogramme du pourcentage de particules qui atteignent une section de contrôle ou qui sont arrêtées par le critère temporel (légende, couleur) en fonction de la section initiale de lancement des particules et du champ de courant utilisé pour calculer l’intégration (axe X : GEC loop = Géostrophie, Ekman et Cyclogéostrophie bouclé, AVISO loop : produit AVISO de l’année 2014-2015 bouclé sur 10 ans et série temporelle du produit AVISO sur 10 ans).

TABLEAU 3.1 – Pourcentage de particules qui sont interceptées par la boîte initiale (méandres) et qui n’atteignent aucune section de contrôle (perdus) pour chaque expérience lagrangienne, autour des stations LD, en avant (forward) ou à rebours (backward) dans le temps.

Stations	LDA		LDB		LDC	
	Backward	Forward	Backward	Forward	Backward	Forward
Méandres	39%	26%	65%	18%	70%	44%
Perdus	22%	34%	2%	18%	3%	2%

chaque station LD en utilisant une fois encore le champ de courants de surface totaux. Environ un million de particules numériques sont distribuées le long de boîtes carrées entourant la position des stations LD. Les intégrations sont arrêtées à chaque fois qu’une particule retourne dans la boîte initiale (cas par la suite appelé méandre) ou qu’elle est interceptée par l’une des 4 sections de contrôle autour de la station LD. Les tailles des boîtes sont choisies pour minimiser au maximum les méandres (taille de la boîte initiale) et la perte de particules dans le domaine (taille de la boîte de contrôle). Des tests de sensibilité ont été effectués sur la taille des boîtes initiales qui varie de $(0.5^\circ \times 0.5^\circ)$ à $(1.25^\circ \times 1.25^\circ)$ autour du centre de la station par pas de 0.25° pour chaque expérience (en avant/à rebours pour chaque station LD). Un compromis est choisi pour garder la même taille de boîte initiale entre l’intégration en avant et à rebours dans le temps. Ainsi, ces tests de sensibilité ont permis de déterminer qu’à la station LDA une boîte initiale de $(0.75^\circ \times 0.75^\circ)$, à LDB $(1^\circ \times 1^\circ)$ et à LDC $(0.5^\circ \times 0.5^\circ)$, permettait de minimiser les méandres. Les pourcentages de méandres et de particules perdus, pour les expériences définitives, sont reportés dans le tableau 3.1. Les temps d’intégration en avant dans le temps correspondent au nombre maximum de jours de données disponibles soit 96 jours pour LDA, 78 jours pour LDB et 70 jours pour LDC. Il en est de même pour les trajectoires à rebours avec des intégrations de 183 (LDA), 201 (LDB) et 209 (LDC) jours.

3.3.2 Correspondance entre fronts physiques et gradients en surface

Les structures de sous-mésoéchelle sont identifiées en 2-D avec les FSLE calculés avec l’algorithme de [D’OVIDIO et al. \[2004\]](#) en intégrant dans le temps des trajectoires dans les champs de courants de surface totaux. Les trajectoires sont calculées avec la méthode Runge-Kutta 4 avec un pas temporel de 6 h. Les particules sont initialement séparées de 0.05° (la résolution de la grille) et atteignent une séparation finale de 0.6° . Les champs de courants sont interpolés linéairement dans l’espace et dans le temps. Tous les FSLE sont calculés en utilisant une intégration à rebours de 30 jours. La campagne *OUTPACE* a eu lieu dans l’océan ouvert et assez éloignée des îles pour que le calcul des FSLE soit fiable.

Les gradients de sous-mésoéchelle mesurés en surface avec le TSG (température et salinité) et le continu de surface en Chl *a* sont comparés avec les positions des fronts détectés avec les FSLE. Lorsqu’un fort gradient est identifié, si la valeur de FSLE co-localisée est supérieure à 0.05 j^{-1} (va-

TABLEAU 3.2 – À gauche : Correspondances (%), *bootstrapping* et nombre fronts identifiés avec la méthode de comparaison FSLE et gradient en fonction de la résolution des mesures TSG. À droite : Correspondances (%) et bootstrap calculées avec la méthode de comparaison FSLE et gradient en fonction du seuil sur la valeur FSLE à partir de laquelle on définit un front.

Résolution (km)	Fronts	Correspondance		Seuil FSLE	Correspondance	
0.5	720	25%	14 ± 1	> 0.05	25%	14 ± 1
1	300	22%	16 ± 5	> 0.1	20%	16 ± 3
1.5	158	18%	16 ± 7	> 0.15	10%	16 ± 3
2	104	14%	16 ± 10	> 0.2	6%	16 ± 6
3	51	10%	15 ± 16	> 0.25	2%	16 ± 9

leur seuil de FSLE pour déterminer la présence d'un front) alors le pourcentage de correspondance P_c augmente. Ce pourcentage est mesuré par le rapport entre le nombre de correspondance N_c (fort gradient et FSLE) et le nombre de fort gradient (N_f) :

$$P_c (\%) = \frac{N_c}{N_f} \quad (3.1)$$

Pour chaque expérience de calcul du pourcentage de correspondance, nous répétons la même méthode de calcul en choisissant aléatoirement 1000 points de mesure, identifiés comme n'étant pas des fronts de traceur. Ainsi, cette technique de ré-échantillonnage aléatoire (- ou *Bootstrapping* -) nous permet d'écarter ou de confirmer le caractère aléatoire du pourcentage de correspondance calculé dans le cas des forts gradients. En effet, si le pourcentage de correspondance calculé par *Bootstrapping* (i.e. dans une zone où il n'y a pas de front de traceur) est similaire à celui calculé dans le cas des forts gradients, alors ce dernier pourcentage de correspondance n'est pas significatif.

Un premier test de sensibilité sur la valeur seuil de FSLE est réalisé. Le Tableau 3.2 (droite) montre que, lorsque le seuil sur les FSLE augmente (i.e. le nombre de fronts détectés diminue), la correspondance diminue. En effet, cette valeur seuil permet d'assurer que tous les fronts, même les plus faibles sont pris en compte dans le calcul. La plus haute résolution spatiale possible des mesures *in situ* en surface (i.e. 0.5 km) est conservée car plus la résolution horizontale diminue, plus le nombre de fronts détectés diminue et par conséquent la correspondance diminue (Tableau 3.2, gauche).

Dans cette méthode, une autre valeur seuil doit être déterminée : la valeur qui définit un fort gradient. Des tests de sensibilité ont été réalisés afin de choisir le seuil qui définit un fort gradient de densité (Chl *a*) pour s'assurer de la stabilité des correspondances calculées. Quelques résultats de tests sont indiqués dans le Tableau 3.3. Tous ces tests ont été effectués pour les FSLE calculés avec les champs de courant des quatre produits satellites différents (le produit NRT AVISO au 1/4°, le produit DT AVISO au 1/4°, le produit haute-résolution du CLS au 1/8°, le produit total du CLS

TABLEAU 3.3 – Correspondances (%), bootstrap et nombre de fronts identifiés avec la méthode de comparaison FSLE et gradient en fonction de la valeur du gradient de masse volumique (ρ) ou de Chl a pour différents produits altimétriques (les produits NRT et DT d'AVISO, le produit DT à plus haute résolution du CLS et le produit total du CLS).

Gradient de ρ ($\text{kg m}^{-3} \text{ km}^{-1}$)	Fronts	Seuil FSLE	NRT AVISO		DT AVISO		DT CLS		DT CLS total	
> 0.2	296	> 0.05	21%	16 ± 5	7%	8 ± 6	22%	11 ± 4	12%	16 ± 6
> 0.1	720	> 0.05	27%	17 ± 3	14%	8 ± 3	23%	12 ± 2	25%	14 ± 1
> 0.05	1595	> 0.05	30%	16 ± 2	15%	8 ± 2	23%	11 ± 2	24%	15 ± 2
Gradient Chl a ($\text{mg m}^{-3} \text{ km}^{-1}$)										
> 0.4	3	> 0.05	33%	18 ± 38	0%	NaN	0%	NaN	33%	28 ± 45
> 0.2	29	> 0.05	69%	18 ± 9	7%	20 ± 29	7%	17 ± 26	35%	28 ± 14
> 0.1	131	> 0.05	41%	19 ± 5	9%	20 ± 11	6%	17 ± 13	22%	28 ± 8
> 0.05	260	> 0.05	21%	19 ± 5	7%	21 ± 10	10%	17 ± 8	15%	29 ± 7

au $1/8^\circ$). Cette comparaison entre les différents produits montre que les FSLE calculés avec le produit NRT sont ceux qui donnent, en général, la meilleure correspondance avec les fronts. On note également une nette amélioration dans les correspondances calculées entre le produit DT basse résolution (AVISO) et les produits plus haute résolution du CLS. Ces résultats montrent que le produit total, défini comme le plus représentatif des données *in situ*, donne des pourcentages de correspondance relativement élevés par rapport aux autres produits traités (DT). Les tests sur les gradients de masse volumique et de Chl a permettent d'identifier deux seuils au dessus desquels les gradients seront considérés comme forts : $0.1 \text{ kg m}^{-3} \text{ km}^{-1}$ pour la densité et $0.2 \text{ mg m}^{-3} \text{ km}^{-1}$ pour la Chl a (Tableau 3.3).

3.4 Le transport des eaux de surface à l'échelle du bassin

La circulation géostrophique moyenne à grande échelle et la direction des courants majeurs du WTSP sont bien documentés dans la littérature. Cependant, les trajectoires des eaux de surface peuvent être modifiées et être beaucoup plus complexes lorsque l'effet du vent est pris en compte et que la résolution augmente, particulièrement dans le contexte de la variabilité inter-annuelle Oscillation Australe El Niño –ou *El Niño Southern Oscillation*– (ENSO). Nous avons donc décidé d'utiliser l'intégration de particules numériques Lagrangiennes pour simuler le transport de surface à l'échelle du WTSP en utilisant les courants océaniques totaux. La Figure 3.3 montre le transport calculé à partir de quelques 13 millions de particules numériques advectées par les courants totaux de surface pendant 10 ans. Cette figure met en évidence un transport vers l'ouest dans la partie nord du domaine (entre 168°E et 156°O), mais également un transport vers l'Est (à 10°S). Ces deux routes suivent la circulation des deux courants bien connus dans cette région : le

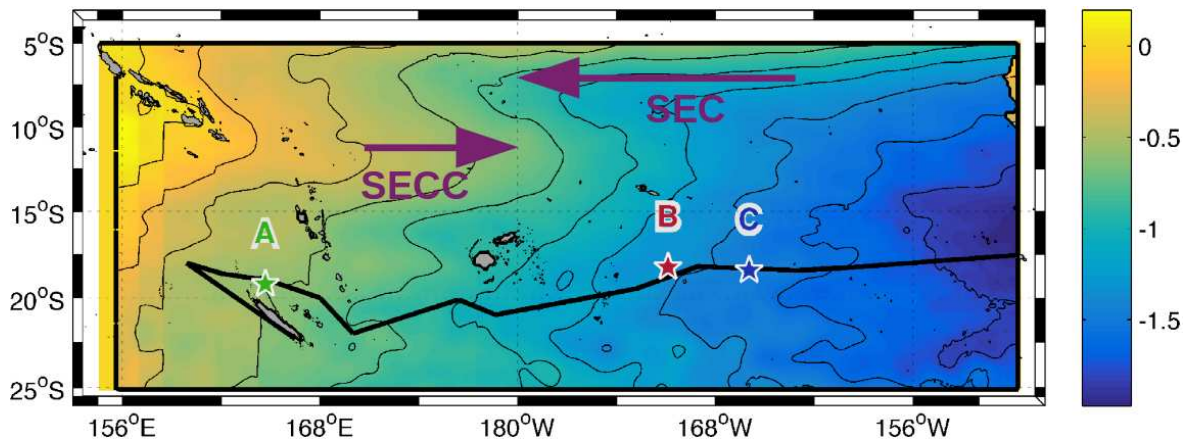


FIGURE 3.3 – Transport total (Sv, barre de couleur) et fonction de courant (lignes noires séparées par un interval de 0.25 Sv) calculés avec les 10 ans de courants de surface totaux dérivés de l’altimétrie. La route du bateau et les positions des stations SD sont indiquées avec une ligne noire et des étoiles colorées comme sur la Figure 3.1.

SEC et le Contre-Courant Équatorial Sud –ou *South Equatorial CounterCurrent*– (SECC) qui sort de la mer des Salomon [GANACHAUD et al., 2014]. Un autre flux vers l’Est est également détecté au Sud des îles Fidji sur la Figure 3.1, mais il ne semble, cependant, pas influencer le transport de surface sur la Figure 3.3. Ce flux, le Contre-Courant Tropical Sud –ou *South Tropical CounterCurrent*– (STCC), a déjà été mis en évidence dans différentes études [QIU et CHEN, 2004]. De plus, un transport méridien est clairement visible de 10°S à 25°S. Dans la partie Sud du domaine, des eaux de surface semblent recirculer vers l’Est à partir de 170°O, ce qui est probablement un indicateur de la circulation du gyre du Pacifique Sud. Ce transport méridien ne correspond à aucun courant de surface géostrophique décrit précédemment dans la littérature. Il est principalement dû à la circulation des alizés de Sud-Est. Cette composante méridienne apparaît grâce à l’ajout de la composante d’Ekman à la composante géostrophique dans le produit de courants totaux de surface (Fig.3.4). En effet, dans le cas des produits uniquement géostrophiques, le transport qui passe par la section Est se dirige rapidement vers le Nord-Ouest (Fig. 3.4, a et b). Lorsque la composante d’Ekman est incluse, une trajectoire globale vers le Sud-Ouest apparaît (Fig. 3.4, c et d). Nous notons, par contre, très peu d’influence de la cyclogéostrophie sur les trajectoires des masses d’eau en surface à grande échelle. Le transport à grande échelle des eaux de surface dans la région de la campagne *OUTPACE* est donc une combinaison du transport par les courants géostrophiques de surface, déjà bien connus, et la circulation induite par le vent. La plupart des eaux de surface, dont une grande partie sont originaires du Nord-Est de la région, voyagent vers le Sud-Ouest à partir de la section Ariane «Nord». À l’échelle du WTSP, le transport calculé à partir de chaque section initiale révèle que 80% des eaux de surface qui croisent la route de la campagne *OUTPACE* proviennent de la section «Nord», 8-15% de la section «Est» et très peu des section «Sud» et «Ouest» (Fig. 3.5). Nous pouvons donc identifier un transport général (géostrophie et circulation induite

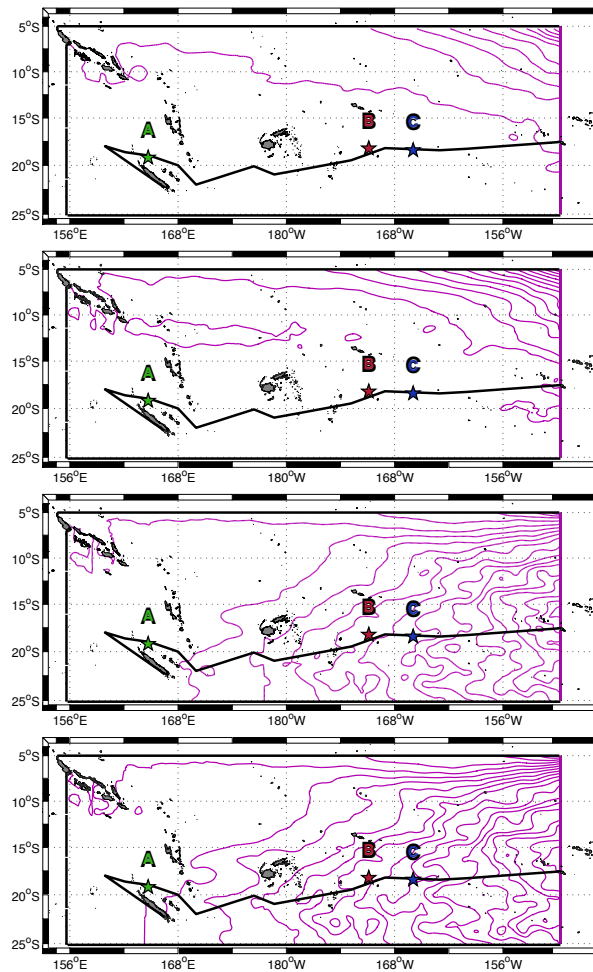


FIGURE 3.4 – Fonctions de courant (Sv, magenta, interval de 0.25 Sv) calculées pendant 10 ans avec les différents courants de surface dérivés de l’altimétrie, de haut en bas (a → d) : a) le produit géostrophique basse-résolution AVISO (1/4°); b) le produit géostrophique haute-résolution du CLS (1/8°); c) le produit haute-résolution géostrophie et composante d’Ekman du CLS; d) le produit haute-résolution géostrophie, composante d’Ekman et cyclogéostrophie du CLS. La section initiale de l’analyse Lagrangienne est indiquée par la ligne magenta. La route du bateau et les positions des stations SD sont indiquées avec une ligne noire et des étoiles colorées comme sur la Figure 3.1.

par le vent) de surface dans le WTSP comme suit : les eaux de surface entrent dans le WTSP par le Nord-Est avec le SEC et sont graduellement advectées vers le Sud avec une partie (à l’Est de 170°O) qui retourne directement dans le gyre et une autre partie (à l’Ouest de 170°O) qui se propage vers le Sud-Ouest en croisant les différents archipels du WTSP. Ces résultats obtenus à partir d’un diagnostic Lagrangien de trajectoires de masses d’eau complètent la vision Eulérienne, largement élucidée, de la circulation dans le WTSP.

Très peu d’études se sont intéressées au transport de surface induit par le vent dans le WTSP. En effet [TOMCZAK et GODFREY \[2013\]](#) ont calculé une fonction de courant à partir de la tension du vent et ont mis en évidence un transport global vers l’Ouest avec très peu de transport méridien sauf dans la zone de circulation de l’EAC, proche des côtes Australiennes. [KESSLER et CRAVATTE \[2013\]](#) ont également calculé un transport de Sverdrup en prenant en compte la présence des îles

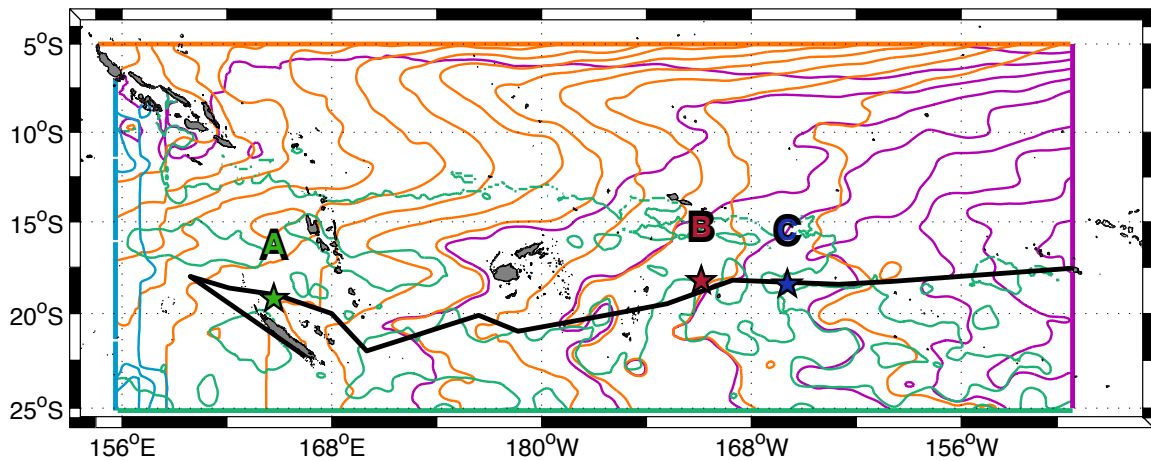


FIGURE 3.5 – Fonctions de courants calculées en avant dans le temps avec les 10 ans de courants de surface totaux dérivés de l’altimétrie. La couleur des lignes de courant correspond à la couleur de la section initiale le long de laquelle les particules numériques sont larguées : section Nord (orange), section Est (violet), section Sud (vert) et section Ouest (magenta). La route du bateau et les positions des stations SD sont indiquées avec une ligne noire et des étoiles colorées comme sur la Figure 3.1.

et le rotationnel du vent en mer de Corail. Ils ont identifié un transport vers le Sud, dû à la circulation du SECC, comparable à celui visible sur la Figure 3.3, entre 7°S et 12°S. Cependant, entre 12°S et 25°S, [KESSLER et CRAVATTE \[2013\]](#) distinguent un transport vers l’Ouest alors que nous identifions un transport méridien du Nord vers le Sud. Si nous considérons la distribution biogéochimique à l’échelle du bassin, deux types de masses d’eau peuvent être différenciées : les eaux oligotrophes Mélanésiennes relativement riches (de 160°E à 170°O) et les eaux ultra-oligotrophes du gyre du Pacifique Sud (à l’Est de 170°O) [[FUMENIA et al., 2018](#)]. Le transport de surface induit par le vent, mis en évidence dans cette étude pourrait expliquer les variations biogéochimiques entre les régions Est et Ouest du WTSP. De plus, la route des masses d’eau à travers la région Mélanésienne, qui inclut les nombreuses îles entre la Papouasie Nouvelle-Guinée et les îles Fidji (140°E-170°O), pourrait entraîner un enrichissement de ces eaux au contact des îles. Cet enrichissement pourrait expliquer la productivité plus importante de ces eaux, alors que les eaux qui recirculent directement dans le gyre conservent leurs caractéristiques ultra-oligotrophiques.

La circulation du WTSP est également fortement influencée par les conditions ENSO, responsables des variations inter-annuelles et décennales de SST [[SARMIENTO et GRUBER, 2006](#)]. Un Indice d’Oscillation Australe –ou *Southern Oscillation Index*– (SOI) négatif, correspondant à une phase El Niño, est caractérisé par une diminution ou même un renversement des alizés alors qu’ils sont renforcés pendant une phase La Niña (SOI positif). La vitesse moyenne du vent mesurée pendant *OUTPACE* est proche des vitesses moyennes du vent pendant El Niño. Malgré le fait que la campagne *OUTPACE* ait eu lieu pendant une phase El Niño, [MOUTIN et al. \[2017\]](#) ont déterminé que les effets climatologiques étaient minimisés pour les échantillons biogéochimiques. Cepen-

dant dans la présente étude, nous montrons que la circulation et le transport des eaux sont toujours fortement influencés par les alizés.

Cette région étant également caractérisée par une forte activité de mésoéchelle, il est probable qu'elle participe de façon importante aux variations biogéochimiques du WTSP. Les trajectoires des structures mésoéchelles vont être examinées sur toute la région. De plus les circulations à mésoéchelle vont être étudiées autour de trois régions biogéochimiques différentes : 1) la station LDA en mer de Corail, localisée à la fin du trajet des eaux de surface à travers le WTSP ; 2) la station LDB, dans les eaux Mélanésiennes, située à l'Ouest de la zone de transition avec les eaux du gyre ; 3) la station LDC située dans les eaux du gyre.

3.5 La dynamique mésoéchelle

3.5.1 Détection des tourbillons

L'objectif majeur de cette section est d'identifier si l'activité de mésoéchelle, et en particulier les structures cohérentes, participe activement au transport des propriétés des différentes masses d'eau à travers le WTSP. La méthode LAVD (cf. Chapitre 2, Section 2.2.3) est choisie pour détecter et suivre les structures cohérentes sur une durée de 8 jours (soit la durée des stations LD). La Figure 3.6 montre les champs de courants de surface totaux ainsi que les structures mésoéchelles identifiées le premier jour de chaque station LD (LDA, LDB et LDC). Elle révèle que de nombreuses structures mésoéchelles cohérentes sont détectées par la méthode LAVD sur le WTSP entier sans qu'aucune région spécifique ne présente d'abondance de ces structures plus élevée que les autres. D'autres méthodes de détection de tourbillon (OW et paramètre de rétention) ont également été testées sur ce jeu de données et montrent des résultats similaires (cf. Chapitre 2, Section 2.2.3). Un suivi temporel de la trajectoire de ces structures cohérentes met en évidence une propagation générale vers l'Ouest comme envisagé dans le cadre de la circulation moyenne du WTSP.

Les structures cohérentes de mésoéchelle sont bien connues pour induire des variations biogéochimiques en surface à travers le piégeage et le transport par les tourbillons. Malheureusement, aucun transport de masses d'eau par des structures de mésoéchelle n'a été observé dans les mesures *in situ* de la campagne *OUTPACE*. En effet, l'échantillonnage biogéochimique équidistant n'a pas permis d'échantillonner à la fois l'intérieur d'une structure et ses alentours proches. En conséquence, aucune différenciation entre des eaux potentiellement piégées par une structure et les eaux environnantes n'est possible. Les faibles différences de propriétés entre les masses d'eau présentes dans cette région [GASPARIN et al., 2014] rendent également difficile l'identification certaine d'un marqueur biogéochimique pour les différentes masses d'eau. Dans notre étude, l'in-

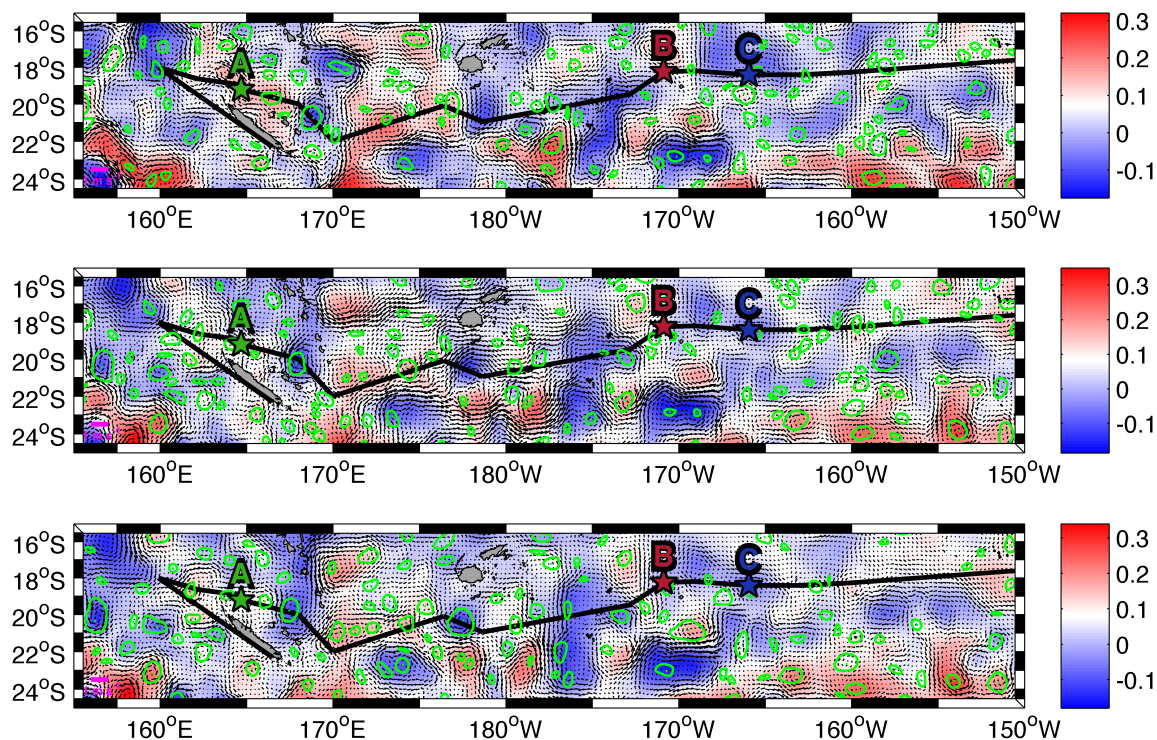


FIGURE 3.6 – Anomalies journalières de hauteur de l’eau (m, barre de couleur) et champ de courants totaux de surface (m s^{-1}) pour le premier jour de LDA (25 Février, haut), LDB (15 Mars, centre) et LDC (23 Mars, bas). Les contours des structures cohérentes détectées par la méthode LAVD sont dessinées en vert et leurs centres sont indiqués par un point vert. La route du bateau et les positions des stations SD sont indiquées avec une ligne noire et des étoiles colorées comme sur la Figure 3.1

fluence de l’activité de mésoéchelle, à travers le transport par les tourbillons, sur les variations biogéochimiques n’est pas directement observée. Cependant, la forte abondance de ces structures dans le WTSP laisse à penser que les trajectoires des masses d’eau à mésoéchelle vont être fortement impactées par cette activité. Ces trajectoires mésoéchelles peuvent potentiellement expliquer les échanges entre différentes régions biogéochimiques.

3.5.2 Trajectoires des masses d’eau à mésoéchelle

Dans cette section, nous explorons les origines et devenir dynamiques des eaux de surface échantillonnées au niveau de chaque station LD situées dans 3 environnements différents. LDA est positionnée sur le trajet vers l’Ouest du NCJ, qui circule entre la Nouvelle-Calédonie et les Vanuatu, dans des eaux relativement productives (Fig.3.8). Plus à l’Est, LDB est située, près de la limite entre les eaux oligotrophes et ultra-oligotrophes du gyre, dans un bloom de phytoplancton alors que LDC est située dans les eaux pauvres du gyre du Pacifique Sud (Fig.3.8).

La Figure 3.7 représente les fonctions de courant calculées à partir de l’advection des particules numériques. Elles représentent les origines (Fig. 3.7, haut) et le devenir (Fig. 3.7, bas) des eaux de surface échantillonnées au niveau de chaque station LD, respectivement grâce à des intégrations à rebours ou en avant dans le temps. En considérant le schéma de circulation en mer de Corail, les

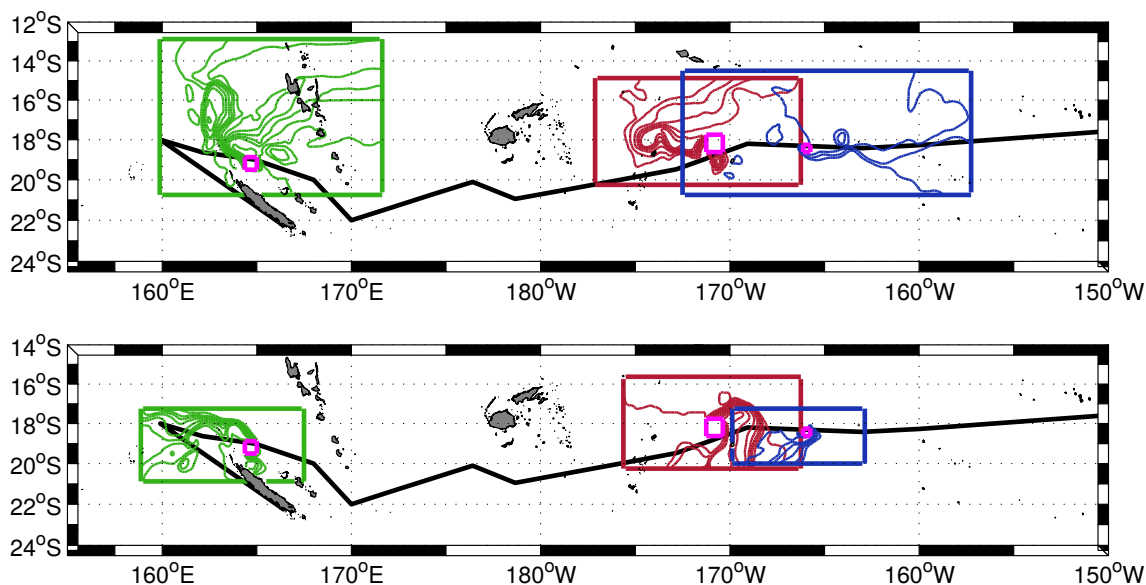


FIGURE 3.7 – Fonctions de courant calculées grâce à des intégrations à rebours (haut) et en avant (bas) de particules numériques, autour de LDA (lignes vertes), LDB (lignes rouges) et LDC (lignes bleues). Les particules numériques sont initialement lancées sur le contour des boîtes magenta qui représentent la zone de chaque station LD. Les limites du domaine d'intégration de chaque analyse Ariane sont représentées par les grandes boîtes vertes, rouges et bleues. La route du bateau est indiquée avec une ligne noire.

eaux de surface de la station LDA, située sur le trajet Est-Ouest du NCJ, devraient arriver de l'Est. Cependant, les eaux échantillonnées à la station LDA semblent avoir de multiples origines : 1) de l'Est, directement transportées par le NCJ ; 2) du Nord, par une trajectoire entre les îles Vanuatu avant de se diriger vers le Sud jusqu'à LDA ; 3) d'une recirculation méridienne tortueuse ($\sim 162^\circ\text{E}$) au cœur de la mer de Corail. Après l'échantillonnage à la station LDA, une forte signature du NCJ est détectée en surface. Une autre partie des eaux de surface atteint directement la côte Nord de la Nouvelle-Calédonie. Dans la partie Est du WTSP, les eaux de surface de LDB semblent en général suivre la même route : elles circulent du Nord-Est vers le Sud-Ouest jusqu'à atteindre un groupe d'îles, et s'écoulent ensuite vers l'Est jusqu'à la station LDB. Après l'échantillonnage à la station LDB, les eaux de surface continuent leur chemin vers l'Est avant de bifurquer vers le Sud-Ouest. Plus à l'Est encore, les eaux échantillonnées en surface à la station LDC suivent le schéma général de circulation dans cette zone et se déplacent d'Est en Ouest en passant par la station (Fig.3.7). Nous pouvons remarquer une recirculation à l'Est de la station LDC où les eaux suivent une trajectoire bouclée avant d'atteindre la station. Les deux méthodes Lagrangiennes (détection par LAVD et advection de particules numériques Lagrangiennes) identifient une structure mésoéchelle cohérente qui se propage vers l'Ouest dans les environs de la station LDC.

3.5.3 Influences potentielles de la dynamique mésoéchelle

Les trajectoires mésoéchelles et l'identification des structures cohérentes pendant *OUTPACE* révèlent que seule la station LDC est influencée par une structure cohérente. Un suivi de cette structure, ainsi que le taux de méandres (au sens défini pour les intégrations Ariane cf. 3.3) s'élevant respectivement à 70% et 44% pour les intégrations à rebours et en avant (Tableau 3.1), suggèrent que cette structure cohérente a traversé la zone d'échantillonnage LDC. L'analyse des profils CTD réalisés en sortant de la structure (deux profils sur le bord Est et 5 profils à l'extérieur) n'a pas permis pour autant de différencier clairement deux masses d'eau. Cependant, [DE VERNÉIL et al. \[2018\]](#) ont identifié avec les données *in situ*, une modification de la composition de la masse d'eau pendant la station. Ainsi le changement d'environnement physique observé pendant la station LDC pourrait être causé par le passage d'Est en Ouest de cette structure cohérente.

Si seul le site LDC semble être sous l'influence du transport de masse d'eau par une structure cohérente, les trajectoires mésoéchelles autour des stations LDA et LDB présentent des caractéristiques intéressantes. Aux abords de la station LDA, les trajectoires 1) et 2) (définies en Section 3.5.2) des eaux de surface avant l'échantillonnage à la station sont cohérentes avec le transport intégré entrant en mer de Corail [[KESSLER et CRAVATTE, 2013](#)]. Le schéma de circulation vers l'Ouest déduit de l'intégration des particules est en accord avec les études précédentes qui se sont intéressées au transport du NCJ [[GANACHAUD et al., 2008](#); [GASPARIN et al., 2011](#)] mais également avec les résultats de [BARBOT et al. \[2018\]](#) qui ont analysé la trajectoire d'un flotteur largué pendant la station LDA. Le trajet des eaux qui atteignent les côtes Calédoniennes ne paraît pas pertinent du fait du manque de résolution des satellites dans les régions côtières. La recirculation méridionale identifiée en mer de Corail suggère que les interactions entre tourbillons pourrait être responsable de l'émergence de trajectoires complexes entre le NVJ et le NCJ. De plus, la superposition des lignes de courants, calculées à rebours et en avant dans le temps, met en évidence la complexité de la circulation dans la région entre la Nouvelle-Calédonie et le Vanuatu : les eaux pourraient s'écouler dans cette région pendant un certain temps avant de quitter la mer de Corail vers l'Ouest. Cette circulation peut causer d'importants phénomènes d'étirement créant de forts gradients de surface comme observé par [MAES et al. \[2013\]](#). Autour de la station LDB, la trajectoire des particules vers l'Est pourrait être associée à l'écoulement du STCC. Dans cette zone de transition entre les eaux Mélanésiennes et les eaux du gyre du Pacifique Sud, un transport vers l'Est peut représenter une importante source d'échange et favoriser l'enrichissement local des eaux du gyre.

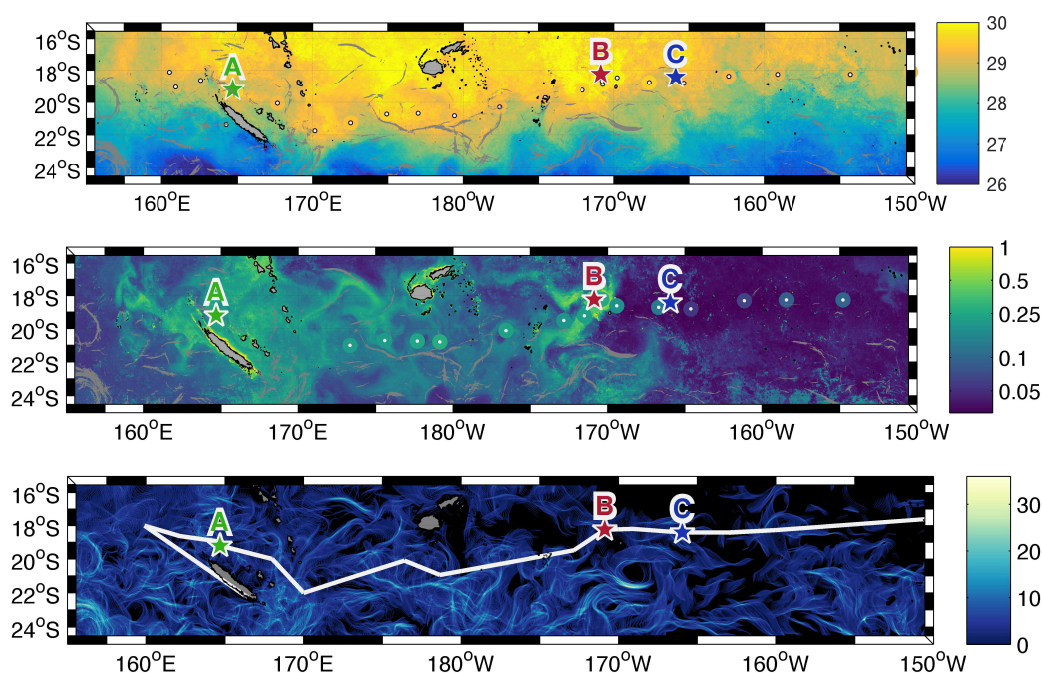


FIGURE 3.8 – Haut : SST satellite quasi-Lagrangienne ($^{\circ}\text{C}$) (pendant la période de la campagne *OUTPACE*, adaptée de DE VERNEIL et al. [2017]) du CLS sur laquelle est superposée la SST ($^{\circ}\text{C}$) moyenne pondérée sur 5 jours du TSG (cercles colorés dont les centres sont indiqués en blanc). Centre : Concentration en Chl *a* satellite quasi-Lagrangienne (mg m^{-3}) (pendant la période de la campagne *OUTPACE*, adaptée de DE VERNEIL et al. [2017]) du CLS sur laquelle est superposée la concentration moyenne pondérée sur 5 jours de la Chl *a* (mg m^{-3}) mesurée à bord pendant *OUTPACE* (cercles colorés dont les centres sont indiqués en blanc). Les fronts présents pendant au moins 10 jours consécutifs pendant la campagne *OUTPACE* sont indiqués en gris sur les deux figures. Bas : Durée de vie des structures FSLE (jours, barre de couleur).

3.6 Gradients et structures fine-échelles

La distribution des traceurs en surface est généralement entraînée à grande échelle par la circulation induite par le vent, mais également via le transport dû à l'activité de mésoéchelle. De façon plus éphémère, les traceurs peuvent être dispersés par la circulation à fine-échelle telle que les structures frontales. Dans cette section, l'influence de ces structures sur les gradients en surface de masse volumique et de Chl *a* est quantifiée à l'aide des données *in situ* issues de la campagne d'observations et d'images satellites.

La comparaison entre les observations *in situ* et les données satellites montrent des corrélations raisonnables ($R = 0.8$). Les différences en température (haut) et en Chl *a* (bas) entre les données *in situ* et satellites sont représentées sur la Figure 3.9. La différence en température varie entre $+1.5^{\circ}\text{C}$ and -1°C ce qui permet d'utiliser, tout en connaissant cette limite, la température issue de mesures satellites. En ce qui concerne la Chl *a*, les différences sont inférieures à $\pm 0.1 \text{ mg m}^{-3}$, ce qui représente un écart raisonnable entre des mesures *in situ* et satellites, surtout lorsque la gamme de valeurs varie entre 0 et 1 mg m^{-3} . Il est également à noter que le satellite sous-estime clairement les concentrations en Chl *a* dans la région Mélanésienne. Comme les deux jeux de données sont comparables, les données de SST et Chl *a* issues de mesures satellites sont utilisées pour

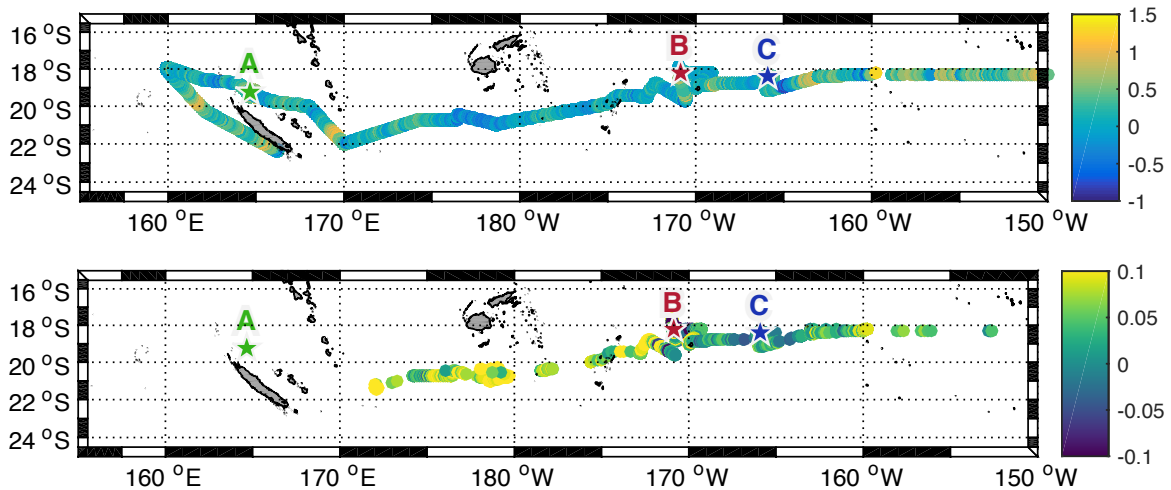


FIGURE 3.9 – Haut : Différence entre la température de surface *in situ* du TSG et la SST, du CLS, dérivée de mesures satellites ($^{\circ}\text{C}$). Bas : Différence entre la concentration en Chl *a* de surface *in situ* issue du continu de surface et la Chl *a*, du CLS, dérivée de mesures satellites (mg m^{-3}).

étudier les gradients horizontaux dans le WTSP (Fig. 3.9). Pour accéder aux dynamiques océaniques typiques des gradients de sous-mésoéchelle (θ 1-10 km), la méthode Lagrangienne basée sur le calcul des FSLE est appliquée dans le but d'identifier les fronts en surface. La Figure 3.8 (bas) montre les régions où les fronts sont fréquemment générés pendant la période de la campagne. Le gyre du Pacifique Sud semble être une région moins favorable à la génération et la persistance de fronts. À l'Est des îles Fidji, nous pouvons identifier une bande zonale à 18°S dans laquelle très peu de zones frontales apparaissent pendant la campagne. Au Sud-Est de LDB, une structure mésoéchelle, également identifiée sur la Figure 3.6, génère une barrière frontale qui est présente pendant plus de 30 jours. Cette structure, correspondant à un fort gradient de SST et Chl *a*, sépare des eaux froides et riches au Sud et des eaux plus chaudes et pauvres en Chl *a* au Nord du front. De façon générale, comme le montre la Figure 3.8, les fronts les plus persistants semblent structurer la distribution spatiale des traceurs en surface tels que la SST et la Chl *a* en créant des barrières à l'écoulement et en isolant des régions aux caractéristiques biogéochimiques différentes. Pour essayer de quantifier l'influence de la frontogénèse sur la distribution des traceurs en surface, les forts gradients mesurés en continu par le TSG ou par fluorimétrie sont comparés à l'existence de fronts détectés par les FSLE.

Les forts gradients de masse volumique en surface (comme défini dans la Section 3.3) représentent 9% des données mesurées par le TSG pendant la campagne *OUTPACE*. La comparaison avec les FSLE révèle que 25% de ces forts gradients de masse volumique sont associés à un front physique. Un ré-échantillonnage «bootstrapping», appliqué aux 91% des données du TSG identifiées comme ne présentant pas un fort gradient, démontre que seulement $14 \pm 1\%$ des zones de masse volumique homogènes sont associées à un front. Ce résultat met en évidence que l'exis-

tence d'un front, détecté avec les FSLE, n'induit pas nécessairement la création d'un gradient mais nécessite probablement la présence au préalable d'un gradient à plus grande échelle et d'une durée de vie du front supérieure à quelques jours. Le même type de calcul a été réalisé pour la température et la salinité indépendamment et a montré des résultats similaires. Le meilleur pourcentage de correspondance entre les gradients de masse volumique et les FSLE qu'entre les zones homogènes en masse volumique et les FSLE, atteste que les gradients ne sont pas distribués de façon aléatoire par rapport aux fronts physiques et prouve que la détection de ces structures avec les FSLE peut être utilisée pour expliquer certains gradients en surface. La même approche a été utilisée dans le cas de gradients d'un traceur plus réactif, la Chl *a*, échantillonnée à haute-fréquence en surface. Environ 35% des forts gradients de Chl *a*, représentatif de 1% du jeu de données complet, concordent avec la présence d'un FSLE. Le ré-échantillonnage sur les 99% restant indique que $28 \pm 14\%$ des zones homogènes en Chl *a* sont associées à un front.

Les pourcentages de correspondance entre les FSLE et les gradients *in situ* ne sont pas assez importants pour clairement démontrer que les fronts physiques structurent la totalité de la distribution des traceurs en surface. Cependant, ils permettent d'affirmer que, dans certains cas, la présence d'un front peut être une explication envisageable à l'existence d'un gradient. L'orientation du front par rapport à la direction du gradient peut être un facteur qui contrôle la génération d'un fort gradient. L'échantillonnage zonal de la campagne contraint les gradients de surface identifiés par le TSG à être principalement représentatif de fronts méridionaux. De plus, le manque de précision de la méthode de comparaison (Section 3.3.2) peut aussi entraîner la baisse des pourcentages calculés. Malgré les efforts pour augmenter la résolution des mesures altimétriques, ici $1/8^\circ$, c'est toujours insuffisant pour complètement résoudre les gradients à sous-mésoéchelle. En conséquence, les pourcentages de correspondances entre les gradients de surface et les FSLE ne sont certainement pas assez précis. Les pourcentages calculés dans cette étude convergent également vers les travaux de [HERNÁNDEZ-CARRASCO et al. \[2011\]](#), qui ont montré que, malgré l'absence de certaines dynamiques, les FSLE donnent tout de même une image assez fidèle des structures de petite échelle. De plus, notre méthode repose sur la comparaison des valeurs absolues de gradients et de FSLE co-localisés sur la position de mesure. Le manque de résolution des produits satellite peut causer un décalage de quelques kilomètres entre le front indentifié par les FSLE et le gradient échantillonné sur le terrain. Ainsi, la méthode de comparaison appliquée ici n'identifierait pas cette correspondance. La méthode pourrait donc être améliorée en s'intéressant à la présence d'un FSLE dans un certain rayon autour du point de mesure pour s'affranchir de l'incertitude sur la position exacte du front identifié grâce au produit altimétrique. Une autre façon de perfectionner cette méthode pourrait être de ne prendre en compte que les gradients transverses

par rapport aux fronts.

Malgré les incertitudes de la méthode de calcul, les 25% de correspondance calculés pour les gradients de densité représentent une portion assez importante pour soutenir l'idée que la circulation à sous-mésoéchelle participe activement à la structuration de la répartition des traceurs en surface, tels que la SSS, la SST ou la masse volumique. C'est en particulier vrai en considérant que les distributions de SST et de SSS sont gouvernées par d'autres processus (cycle diurne, évaporation/précipitation) que l'advection horizontale. En ce qui concerne la Chl *a*, le fort pourcentage (28 %) de concordance entre les FSLE et les zones de concentration homogènes en Chl *a* ainsi que la réactivité de ce traceur qui est fortement régie par de nombreux processus biologiques, ne donne que peu de confiance sur le fait que 35% des gradients de Chl *a* soient effectivement générés par la présence d'une barrière physique.

3.7 Conclusions

Dans cette étude, les circulations à différentes échelles spatiales (de 1000 km à quelques kilomètres) et leurs influences possibles sur la distribution horizontale des éléments biogéochimiques sont documentées dans le WTSP pendant la campagne *OUTPACE*. La présente étude est menée grâce à l'utilisation conjointe de produits altimétriques innovants à haute-résolution, d'observations *in situ* et de simulations numériques Lagrangiennes.

Le champ de courants totaux, qui inclut la géostrophie, la composante du vent et la cyclo-géostrophie, met en évidence le trajet méridional dû au vent des eaux de surface dans le WTSP. Cette trajectoire en surface peut être reliée aux différences biogéochimiques entre les eaux Mélanésiennes et les eaux du gyre du Pacifique Sud-Ouest : une partie des eaux recircule directement dans le gyre alors qu'une autre partie s'écoule vers le Sud-Ouest entre les nombreuses îles du WTSP.

L'activité de mésoéchelle est intense et la propagation des structures se fait globalement vers l'Ouest. La plupart de ces structures peuvent piéger des masses d'eau, bien qu'aucune observation de variations biogéochimiques n'ait pu confirmer le caractère piégeur des structures mésoéchelles identifiées. En revanche deux zones émergent par les caractéristiques particulières des trajectoires mésoéchelles des masses d'eau en surface. Premièrement, le centre de la mer de Corail apparaît comme une région d'échange entre le NVJ et le NCJ à travers des trajets tortueux. Deuxièmement, la zone autour de 180°O et 19°S où les masses d'eau en surface semblent suivre des trajectoires vers l'Est, ce qui permettrait de favoriser les échanges entre les eaux Mélanésiennes relativement riches et les eaux pauvres du gyre.

L'association des gradients de fine-échelle en surface avec un diagnostique Lagrangien (FSLE)

qui permet d'identifier les structures frontales montre une correspondance d'au moins 25%, ce qui met en évidence le rôle important de la sous-mésoéchelle dans la dispersion horizontale des traceurs en surface. Dans la présente étude, l'utilisation du produit altimétrique «amélioré» (haute-résolution associée à la prise en compte de diverses composantes), pour estimer les FSLE, a permis une augmentation du pourcentage de correspondance de 10%.

Que ce soit la grande, la méso ou la sous-mésoéchelle, cette étude montre bien que la circulation à toutes ces échelles est importante dans ce bassin car elle peut avoir une influence sur la distribution d'éléments passifs. Les prochaines études menées dans cette région devront porter une attention particulière aux interactions entre les structures physiques de toute échelle pour mieux comprendre les phénomènes qui dirigent la distribution en surface mais également sur la verticale des éléments.

Bibliographie

- BARBOT, S., A. PETRENKO et C. MAES. 2018, «Intermediate water flows in the western South Pacific : as revealed by individual Argo floats trajectories and a model re-analysis», *Biogeosciences*, vol. 15, n° 13, doi : 10.5194/bg-15-4103-2018, p. 4103–4124. URL <https://www.biogeosciences.net/15/4103/2018/>. 73
- BLANKE, B., M. ARHAN, G. MADEC et S. ROCHE. 1999, «Warm water paths in the equatorial Atlantic as diagnosed with a general circulation model», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 29, n° 11, p. 2753–2768. 61
- BLANKE, B. et S. RAYNAUD. 1997, «Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent : an Eulerian and Lagrangian approach from GCM results», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 27, n° 6, p. 1038–1053. 61
- CHELTON, D. B., M. G. SCHLAX et R. M. SAMELSON. 2011, «Global observations of nonlinear mesoscale eddies», *Prog. Oceanogr.*, vol. 91, n° 2, p. 167–216. 59
- CHELTON, D. B., M. G. SCHLAX, R. M. SAMELSON et R. A. DE SZOEKE. 2007, «Global observations of large oceanic eddies», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 34, n° 15. 60
- DANDONNEAU, Y., A. VEGA, H. LOISEL, Y. DU PENHOAT et C. MENKES. 2003, «Oceanic Rossby waves acting as a "hay rake" for ecosystem floating by-products», *Science*, vol. 302, n° 5650, p. 1548–1551. 59
- DICKEY, T. D. 2003, «Emerging ocean observations for interdisciplinary data assimilation systems», *Journal of Marine Systems*, vol. 40, p. 5–48. 59
- D'OVIDIO, F., V. FERNÁNDEZ, E. HERNÁNDEZ-GARCÍA et C. LÓPEZ. 2004, «Mixing structures in the Mediterranean Sea from finite-size Lyapunov exponents», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 31, n° 17. 64
- FUMENIA, A., T. MOUTIN, S. BONNET, M. BENAVIDES, A. PETRENKO, S. HELIAS NUNIGE et C. MAES. 2018, «Excess nitrogen as a marker of intense dinitrogen fixation in the Western Tropical South Pacific Ocean : impact on the thermocline waters of the South Pacific», *Biogeosciences Discussions*, vol. 2018, doi :10.5194/bg-2017-557, p. 1–33. URL <https://www.biogeosciences-discuss.net/bg-2017-557/>. 69
- GANACHAUD, A., S. CRAVATTE, A. MELET, A. SCHILLER, N. HOLBROOK, B. SLOYAN, M. WIDLANSKY, M. BOWEN, J. VERRON, P. WILES et al.. 2014, «The Southwest Pacific Ocean circulation and climate experiment (SPICE)», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 119, n° 11, p. 7660–7686. 67
- GANACHAUD, A., L. GOURDEAU et W. KESSLER. 2008, «Bifurcation of the Subtropical South Equatorial Current against New Caledonia in December 2004 from a Hydrographic Inverse Box Model*», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 38, n° 9, p. 2072–2084. 73
- GARÇON, V. C., A. OSCHLIES, S. C. DONEY, D. MCGILLICUDDY et J. WANIEK. 2001, «The role of mesoscale variability on plankton dynamics in the North Atlantic», *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, vol. 48, n° 10, p. 2199–2226. 59
- GASPARIN, F., A. GANACHAUD et C. MAES. 2011, «A western boundary current east of New Caledonia : Observed characteristics», *dsrI*, vol. 58, n° 9, p. 956–969. 73
- GASPARIN, F., C. MAES, J. SUDRE, V. GARÇON et A. GANACHAUD. 2014, «Water mass analysis of the Coral Sea through an Optimum Multiparameter method», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 119, n° 10, p. 7229–7244. 70
- GUIDI, L., P. H. CALIL, S. DUHAMEL, K. M. BJÖRKMAN, S. C. DONEY, G. A. JACKSON, B. LI, M. J. CHURCH, S. TOZZI, Z. S. KOLBER et al.. 2012, «Does eddy-eddy interaction control surface phytoplankton distribution and carbon export in the North Pacific Subtropical Gyre?», *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, vol. 117, n° G2. 59
- HERNÁNDEZ-CARRASCO, I., C. LÓPEZ, E. HERNÁNDEZ-GARCÍA et A. TURIEL. 2011, «How reliable are finite-size Lyapunov exponents for the assessment of ocean dynamics?», *Ocean Modelling*, vol. 36, n° 3, p. 208–218. 76
- HOGG, A. M., M. P. MEREDITH, D. P. CHAMBERS, E. P. ABRAHAMSEN, C. W. HUGHES et A. K. MORRISON. 2015, «Recent trends in the Southern Ocean eddy field», *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 120, n° 1, p. 257–267. 61

- HRISTOVA, H. G., W. S. KESSLER, J. C. MCWILLIAMS et M. J. MOLEMAKER. 2014, «Mesoscale variability and its seasonality in the Solomon and Coral Seas», *J. Geophys. Res-O.*, vol. 119, n° 7, p. 4669–4687. 58, 59, 60
- JENKINS, W. 1988, «Nitrate flux into the euphotic zone near Bermuda», . 59
- KESSLER, W. et S. CRAVATTE. 2013, «Mean circulation of Coral Sea», *J. Geophys. Res-O.*, vol. 118, p. 1–26. Doi :10.1002/2013JC009117. 60, 68, 69, 73
- LÉVY, M., D. IOVINO, L. RESPLANDY, P. KLEIN, G. MADEC, A.-M. TRÉGUIER, S. MASSON et K. TAKAHASHI. 2012, «Large-scale impacts of submesoscale dynamics on phytoplankton : Local and remote effects», *Ocean Modelling*, vol. 43, p. 77–93. 59
- MAES, C., B. DEWITTE, J. SUDRE, V. GARCON et D. VARILLON. 2013, «Small-scale features of temperature and salinity surface fields in the Coral Sea», *J. Geophys. Res-O.*, vol. 118, p. 1–13. Doi :10.1002/jgrc.20344. 60, 73
- MAHADEVAN, A. et A. TANDON. 2006, «An analysis of mechanisms for submesoscale vertical motion at ocean fronts», *Ocean Modelling*, vol. 14, n° 3, p. 241–256. 59
- MATEAR, R., M. CHAMBERLAIN, C. SUN et M. FENG. 2013, «Climate change projection of the Tasman Sea from an Eddy-resolving Ocean Model», *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 118, n° 6, p. 2961–2976. 61
- MCGILLICUDDY, D. et A. ROBINSON. 1997, «Eddy-induced nutrient supply and new production in the Sargasso Sea», *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, vol. 44, n° 8, p. 1427–1450. 59
- MCGILLICUDDY JR, D. J. 2016, «Mechanisms of physical-biological-biogeochemical interaction at the oceanic mesoscale», . 60
- MOUTIN, T. et S. BONNET. 2015, «OUTPACE cruise, RV L'Atalante», doi :10.17600/15000900. 58, 59
- MOUTIN, T., A. M. DOGLIOLI, A. DE VERNEIL et S. BONNET. 2017, «Preface : The Oligotrophy to the Utra-oligotrophy PACific Experiment (OUTPACE cruise, 18 February to 3 April 2015)», *Biogeosciences*, vol. 14, n° 13, doi :10.5194/bg-14-3207-2017, p. 3207–3220. URL <https://www.biogeosciences.net/14/3207/2017/>. 59, 69
- OSCHLIES, A. et V. GARCON. 1998, «Eddy-induced enhancement of primary production in a model of the North Atlantic Ocean», *Nature*, vol. 394, n° 6690, p. 266. 59
- QIU, B. et S. CHEN. 2004, «Seasonal modulations in the eddy field of the South Pacific Ocean», *Journal of Physical Oceanography*, vol. 34, n° 7, p. 1515–1527. 60, 67
- QIU, B., S. CHEN et W. S. KESSLER. 2009, «Source of the 70-Day Mesoscale Eddy Variability in the Coral Sea and the North Fiji Basin*», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 39, n° 2, p. 404–420. 58, 59, 60
- ROGÉ, M., R. A. MORROW et G. DENCAUSSE. 2015, «Altimetric Lagrangian advection to reconstruct Pacific Ocean fine-scale surface tracer fields», *Ocean Dynam.*, vol. 65, n° 9-10, p. 1249–1268. 60
- SARMIENTO, J. et N. GRUBER. 2006, «Ocean Biogeochemical Dynamics», . 69
- SOKOLOV, S. et S. RINTOUL. 2000, «Circulation and water masses of the southwest Pacific : WOCE section P11, Papua New Guinea to Tasmania», *J. Mar. Res.*, vol. 58, n° 2, p. 223–268. 60
- TOMCZAK, M. et J. S. GODFREY. 2013, *Regional oceanography : an introduction*, Elsevier. 60, 68
- DE VERNEIL, A., L. ROUSSELET, A. M. DOGLIOLI, A. A. PETRENKO, C. MAES, P. BOURUET-AUBERTOT et T. MOUTIN. 2018, «OUTPACE long duration stations : physical variability, context of biogeochemical sampling, and evaluation of sampling strategy», *Biogeosciences*, vol. 15, n° 7, doi :10.5194/bg-15-2125-2018, p. 2125–2147. URL <https://www.biogeosciences.net/15/2125/2018/>. 73
- DE VERNEIL, A., L. ROUSSELET, A. M. DOGLIOLI, A. A. PETRENKO et T. MOUTIN. 2017, «The fate of a southwest Pacific bloom : gauging the impact of submesoscale vs. mesoscale circulation on biological gradients in the subtropics», *Biogeosciences*, vol. 14, n° 14, doi :10.5194/bg-14-3471-2017, p. 3471–3486. URL <https://www.biogeosciences.net/14/3471/2017/>. 74
- WEBB, D. 2000, «Evidence for shallow zonal jets in the South Equatorial Current region of the southwest Pacific», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 30(4), n° 706–720. 60

L'activité à mésoéchelle : convoyeuse de masses d'eau

Sommaire

4.1	Avant propos	84
4.2	Transport mésoéchelle et connexion entre deux courants en mer de Corail	85
4.2.1	Introduction	85
4.2.2	Méthodologie	89
	Identification et suivi des tourbillons	89
	Trajectoire des masses d'eau	89
4.2.3	Analyse des masses d'eau	91
4.2.4	Contexte mésoéchelle	97
4.2.5	Identification d'une région d'échange	99
4.2.6	Discussion	104
4.3	Transport mésoéchelle à l'origine d'un bloom phytoplanctonique dans le Pacifique Sud-Ouest	107
4.3.1	Méthodologie	108
4.3.2	Description du bloom	108
4.3.3	Advection et origine du bloom	109
4.4	Conclusions	113
	Bibliographie	115

4.1 Avant propos

Dans le Chapitre précédent, une intense circulation à mésoéchelle a été mise en évidence dans le WTSP. Deux régions se distinguent de par leurs trajectoires particulières et inattendues par rapport à la circulation moyenne à l'échelle du bassin : 1) la mer de Corail ; 2) la zone de transition, à 170°O, entre les eaux Mélanésiennes relativement riches et les eaux du gyre du Pacifique Sud. Cependant, jusqu'ici, l'influence de l'activité mésoéchelle sur la distribution des traceurs biogéochimiques n'a pas été examinée, elle a seulement été suggérée. Dans ce Chapitre, nous allons donc nous intéresser à deux cas d'étude, observés pendant deux campagnes en mer différentes, qui témoignent du rôle de la mésoéchelle sur le transport de masses d'eau, sur la colonne d'eau par les structures cohérentes (tourbillonnaires) et, en surface, par advection.

En mer de Corail, la circulation générale est bien établie avec la circulation vers l'Ouest de deux courants indépendants, le Jet Nord Vanuatu –ou *North Vanuatu Jet*– (NVJ) et le Jet Nord Calédonien –ou *North Caledonian Jet*– (NCJ). Ces deux courants ont leur propre dynamique et transportent des masses d'eau différentes. Cependant de récentes études suggèrent que la forte activité mésoéchelle dans cette région n'influence pas seulement la circulation en mer de Corail, en produisant de fortes fluctuations intrasaisonniers des courants, mais est aussi responsable du mélange de masses d'eau [GANACHAUD et al., 2014; MAES et al., 2013; ROUSSELET et al., 2018]. L'analyse des données *in situ* de la campagne *Bifurcation* [MAES, 2012], satellites et numériques, permet de mettre en évidence le transport de masses d'eau qui présentent des caractéristiques biogéochimiques du NVJ sur le chemin des eaux du NCJ grâce au piégeage et au transport par un tourbillon jusqu'à 800 m de profondeur. Une étude Lagrangienne des trajectoires des eaux de surface permet d'étendre la vision temporelle de cette observation synoptique et d'identifier cette connexion comme persistante.

Au niveau de la zone de transition avec les eaux du gyre du Pacifique Sud, la campagne *OUTPACE* [MOUTIN et BONNET, 2015] a échantillonné un bloom phytoplanctonique de surface pendant 8 jours à la station LDB (18°14 S, 170°51 O). La présence d'un tel bloom dans cette zone est inhabituelle, si l'on considère le caractère largement oligotrophique de la région. La caractérisation biogéochimique et l'évolution temporelle du bloom sont examinées grâce à la combinaison de données *in situ* et satellites. Les données recueillies par un MVP et une CTD mettent en évidence un bloom intense de Chl *a* soutenu par l'activité intense d'organismes fixateurs d'azote (la diazotrophie). L'origine et l'histoire du bloom en surface sont évaluées à partir de diagnostics physiques (trajectoires de particules numériques, FSLE) qui suggèrent que la circulation à mésoéchelle est la composante principale qui dirige l'advection horizontale du bloom en surface.

Ces observations *in situ* de l'influence de la mésoéchelle sur le transport de masses d'eau sont reportées dans les Sections 4.2 et 4.3 respectivement. Ces deux études indépendantes, qui ont fait

l'objet de deux publications (premier auteur et co-auteur), documentent le rôle de la mésoéchelle sur le transport de masses d'eau par des structures cohérentes et sur l'advection horizontale en surface.

4.2 Transport mésoéchelle et connexion entre deux courants en mer de Corail

La campagne *Bifurcation* [MAES, 2012] offre une opportunité intéressante d'étudier en détail la circulation du NCJ en mer de Corail et sa bifurcation sur la topographie du Plateau du Queensland. Le trajet de la campagne situé sur le chemin théorique du NCJ permet d'examiner la composition des masses d'eau qui circulent dans cette région où l'activité mésoéchelle est intense mais où son influence est encore mal connue. Une observation synoptique et l'analyse conjointe de données *in situ*, satellites et numériques permettent de mieux comprendre les interactions entre les deux jets supposés indépendants (NVJ et NCJ). Ces travaux ont fait l'objet d'une publication dans le *Journal of Geophysical Research : Oceans* et sont présentés dans la suite de ce chapitre.

Impacts of mesoscale activity on the water masses and circulation in the Coral Sea

L. Rousselet¹, A.M. Doglioli¹, C. Maes², B. Blanke², and A. A. Petrenko¹

Received 4 April 2016 - Accepted 12 September 2016 - Published online 3 October 2016

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH : OCEANS, doi :10.1002/2016JC011861

4.2.1 Introduction

La circulation en mer de Corail est aujourd'hui bien établie d'un point de vue climatologique. Lorsque le SEC approche la mer de Corail par l'Est, il se heurte aux îles de Nouvelle-Calédonie, du Vanuatu et des Fidji. Il se sépare alors en deux courants majeurs qui entrent en mer de Corail : le NVJ (généralement localisé entre 11°S and 15°S) entre les îles Salomon et du Vanuatu et le NCJ entre le Vanuatu et la Nouvelle-Calédonie qui circule aux alentours de 18°S [GANACHAUD et al., 2014, 2008; KESSLER et CRAVATTE, 2013a; QIU et al., 2009; SOKOLOV et RINTOUL, 2000; WEBB, 2000]. Ces courants traversent la mer de Corail d'Est en Ouest jusqu'au plateau australien où ils contribuent à la formation de courants de bord Ouest : le GPC qui s'écoule au Nord vers la mer des Salomon et le EAC qui circule vers le Sud jusque dans la mer de Tasman [BURRAGE et al., 2012; CHOUKROUN et al., 2010; RIDGWAY et DUNN, 2003].

Malgré leurs origines et leurs trajectoires similaires, le NVJ et le NCJ présentent des caractéristiques bien différentes au cours de leur propagation dans le WTSP. Le NCJ, plutôt étroit (~100 km)

et verticalement épais (~ 1000 m), transporte environ 15 ± 5 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) d'eaux Centrales Pacifique [TOMCZAK et HAO, 1989]. Au contraire, le NVJ est plus étendu (~ 300 km) et moins profond (~ 500 m), avec un transport plus intense (environ 20 ± 5 Sv) [GASPARIN, 2012; GOURDEAU et al., 2008; KESSLER et CRAVATTE, 2013a]. Ensemble, le NVJ et le NCJ représentent quasiment le flux total, entrant en mer de Corail, estimé entre 25 et 45 Sv selon les différentes études et méthodes utilisées [GANACHAUD et al., 2014]. Les méthodes de calcul, ainsi que les variations saisonnières et interannuelles, sont souvent des sources d'incertitude dans l'estimation des transport de masse.

Des modèles régionaux à haute-résolution ont confirmé que le flux entrant en mer de Corail est fortement influencé par la topographie [COUVELARD et al., 2008; KESSLER et GOURDEAU, 2007]. Les sorties de modèles sont également en accord avec les différences de structures verticales et de transport des deux courants qui circulent vers l'Ouest, NVJ et NCJ [HRISTOVA et al., 2014]. Ces derniers et QIU et al. [2009] ont aussi montré que les instabilités barotropiques du NVJ et du NCJ sont responsables en grande partie de la variabilité mésoéchelle dans les modèles et l'altimétrie. L'activité mésoéchelle est marquée par une variation saisonnière des caractéristiques des tourbillons en surface : de petits et intenses en automne (Août à Octobre) à larges et faibles de Décembre à Février. À l'échelle globale, les sorties de modèles et l'altimétrie montrent que l'activité tourbillonnaire est une caractéristique significative de la dynamique en mer de Corail et doit être considérée comme une composante majeure de la dynamique régionale, comme l'indique CHELTON et al. [2007] en estimant que les tourbillons océaniques contribuent à hauteur de 50% à la variabilité dans l'océan mondial.

De plus, le NVJ et le NCJ peuvent clairement être distingués l'un de l'autre par les différentes masses d'eau qu'ils transportent. Même si les eaux de surface, composées d'Eau Tropicale de Surface –ou *Tropical Surface Water*– (TSW), restent plutôt peu salées en raison des fortes précipitations locales [SOKOLOV et RINTOUL, 2000; WYRTKI, 1962], elles peuvent être fortement influencées par les eaux sous la couche mélangée. GASPARIN et al. [2014] se sont intéressés aux différentes masses d'eau des deux courants à l'entrée de la mer de Corail. D'après leur description, les eaux de la thermocline du NVJ sont composée d' Eau Nord du Pacifique Tropical Sud –ou *South Pacific Tropical Water North*– (SPTWN) ($\sigma = 24,5$) et d' Eau Pacifique Equatorial –ou *Pacific Equatorial Water*– (PEW) ($\sigma = 26,3$) toutes deux typiques d'une origine équatoriale Est. La PEW est formée par la plongée convective d'eaux de surface salées, due à une forte évaporation, au Sud de l'équateur et à l'Ouest de 170°O (entre la Polynésie et l'Amérique du Sud). Après son parcours dans l'océan Pacifique Sud, la salinité de la PEW est détectée entre 0 et 500 m en mer de Corail [EMERY, 2001; TOMCZAK et GODFREY, 2013].

Les eaux de la thermocline du NCJ sont dominées par l'Eau Sud du Pacifique Tropical Sud –ou *South Pacific Tropical Water South*– (SPTWS) ($\sigma = 25,3$) et par l'Eau Ouest du Pacifique Central

Sud –ou *Western South Pacific Central Water*– (WSPCW) ($\sigma = 26,3$), plus salées et plus oxygénées que les eaux de la thermocline du NVJ. La WSPCW est formée entre la Tasmanie et la Nouvelle-Zélande, dans une région restreinte à l'Ouest à 150°O et généralement au Sud de 15°S [TOMCZAK et HAO, 1989]. Cependant, les échanges de chaleur et de sels au sein de la thermocline en mer de Corail restent à explorer comme l'indique GASPARIN [2012] qui a trouvé un mélange de WSPCW à l'entrée de la mer des Salomon. Le transit des anomalies de température et de salinité à ces profondeurs pourrait altérer la structure moyenne de la thermocline équatoriale qui joue un rôle important dans les variations à long terme (échelles de temps de 20 à 50 ans) de la circulation tropicale. Sous la thermocline, l'Eau Antarctique Intermédiaire –ou *Antarctic Intermediate Water*– (AAIW) entre en mer de Corail entre 400 et 1000 m. L'AAIW est en général caractérisée par un minimum de salinité et un maximum d'oxygène. Après son parcours à travers le gyre du Pacifique Sud, l'AAIW est advectée par le SEC dans la partie profonde des deux courants, NVJ et NCJ, [MAES et al., 2007]. En raison des forts contrastes dans leurs propriétés physiques, les routes du NVJ et du NCJ à travers la mer de Corail sont généralement supposées indépendantes, mais GASPARIN et al. [2014] ont mis en évidence la présence de masses d'eau mélangées au niveau de la thermocline, entre 13°S et 15°S , peut-être causée par la recirculation des deux courants [QIU et al., 2009]. En effet, l'instabilité barotrope associée à la circulation du NVJ et du NCJ contribue aux échanges méridiens de chaleur et pourrait induire des changements dans la composition des masses d'eau.

La vision climatologique de la circulation en mer de Corail a considérablement évolué depuis les travaux de WEBB [2000] mais l'influence de l'activité de mésoéchelle, induite par la présence de nombreuses îles, parmi d'autres forçages, n'est pas encore complètement explorée. Cependant, quelques études ont souligné le rôle des tourbillons, qui se propagent vers l'Ouest [CHELTON et al., 2011, 2007; ROGÉ et al., 2015], pour définir la circulation dans cette zone exposée à une forte variabilité mésoéchelle [KESSLER et CRAVATTE, 2013a; THOMPSON et VERONIS, 1980]. Les signaux court-terme, comme la contribution des tourbillons, sont connus pour déformer les observations de la circulation moyenne : à travers une section méridienne échantillonnée pendant la campagne WOCE P11S, KESSLER et CRAVATTE [2013b] ont estimé que la variabilité, générée par la propagation des tourbillons vers l'Ouest, du courant dans les couches de surface pouvait mener à une incertitude de un tiers ou plus sur le transport mesuré. Ces observations montrent l'impact des tourbillons et de la variabilité à fine-échelle sur l'interprétation des mesures *in situ* et sur les transports de masse calculés, typiquement estimés à partir de données *in situ*. En effet, MAES et al. [2007] ont montré un schéma de recirculation complexe au sein de la mer de Corail : la trajectoire d'un flotteur Argo, dont la profondeur de parking est autour des 1000 m, a mis en évidence une possible connexion du NVJ vers le NCJ. Des trajectoires de bouées SVP déployées dans le Nord-Est de la mer de Corail ont montré un déplacement similaire entre le NVJ et le NCJ [CHOUKROUN et al.,

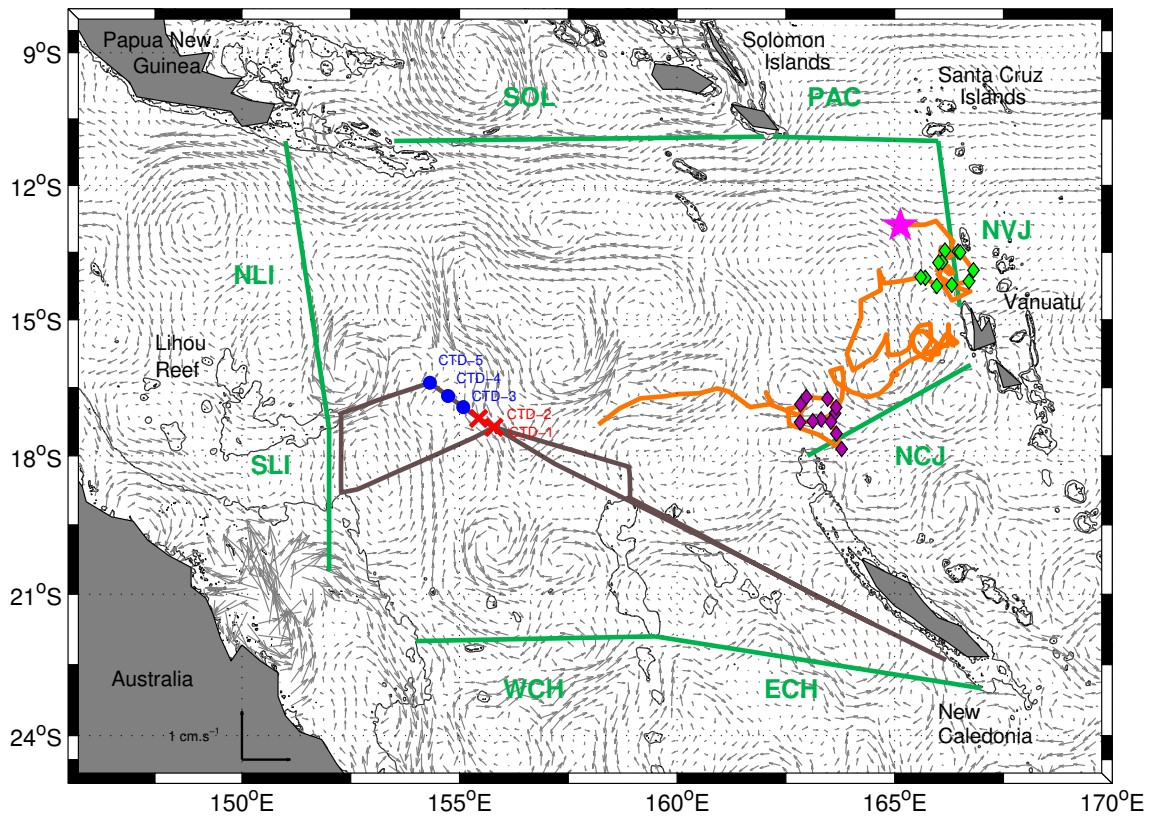


FIGURE 4.1 – Courants géostrophiques en surface (m s^{-1}), dérivés de l'altimétrie (AVISO) en mer de Corail, le 5 Septembre 2012. Le trajet de la campagne *Bifurcation* est indiquée avec une ligne marron. Les positions des stations CTD sont indiquées avec des croix rouges (partie Sud de la section CTD, CTD 1 et CTD 2) et des points bleus (partie Nord de la section CTD, CTD 3, 4 et 5). La position du déploiement et la trajectoire du flotteur Argo WMO Id 5903381 sont représentées respectivement par l'étoile rose et la ligne orange. Deux ensembles de profils Argo sont identifiés comme représentatifs des eaux du NVJ (diamants verts) et du NCJ (diamants violets). Les lignes vertes décrivent les sections utilisées pour l'analyse Lagrangienne Ariane. Ces sections sont (dans le sens horaire) : SLI («South Lihou»), du récif de Lihou à la Grande Barrière de Corail; NLI («North Lihou»), du récif de Lihou à la Papouasie Nouvelle-Guinée; SOL («Solomon Sea»), de la Papouasie Nouvelle-Guinée aux îles Salomon; PAC («Pacific»), des îles Salomon aux îles Santa Cruz; NVJ («North Vanuatu Jet»), des îles Santa Cruz à l'archipel du Vanuatu; NCJ («North Caledonian Jet»), de l'archipel du Vanuatu à la pointe Nord du récif de corail de Nouvelle-Calédonie; ECH («East Chesterfield»), de la Nouvelle-Calédonie à l'archipel Chesterfield; WCH («West Chesterfield»), de l'archipel Chesterfield à la Grande Barrière de Corail. Les isobathes 500 and 1000 m sont également représentées par des lignes fines noires.

2010]. GANACHAUD et al. [2008] ont également suggéré que le NCJ pouvait être alimenté avec des eaux qui ont recirculé plus au Nord. Une analyse conjointe des propriétés de masse d'eau et des structures mésoéchelles pourrait donc donner un nouvel aperçu du rôle des tourbillons dans la circulation, puisque les structures cohérentes sont capables de participer aux échanges de chaleur et de sels entre les masses d'eau [FIEUX et al., 2005; MORROW et al., 2003].

Dans la présente étude, nous proposons d'identifier s'il existe une connexion active entre le NCJ et le NVJ, à travers le transport de masses d'eau par les tourbillons, et de quantifier la part du flux concerné par cette connexion à long terme. Des observations *in situ* d'une campagne océanographique menée en mer de Corail et d'un flotteur Argo, ainsi que des données satellites, sont utilisées pour étudier les structures de mésoéchelle et les masses d'eau identifiées pendant la campagne. L'image instantanée révélée par les données de la campagne est étendue avec l'analyse de trajectoires de particules Lagrangiennes, calculées pour deux ans, à l'échelle de la mer de Corail. Les sorties d'un modèle numérique haute-résolution sont analysées avec des particules Lagrangiennes pour suivre les trajectoires des masses d'eau et leur piégeage potentiel par les tourbillons. Cette approche contribue à mieux comprendre la circulation des masses d'eau en mer de Corail dans un contexte de forte variabilité mésoéchelle.

4.2.2 Méthodologie

Identification et suivi des tourbillons

Dans cette étude, des définitions très simples sont adoptées pour examiner l'origine et la dynamique de structures mésoéchelles. La méthode d'identification et de suivi s'inspire de la méthode de CHELTON et al. [2007] (voir Chapitre 2, Section 2.2.3) : elle est basée sur l'inspection visuelle de cartes journalières consécutives de SSH. Le rayon du tourbillon est déterminé avec le contour fermé de SSH le plus éloigné du centre, qui est lui-même défini par l'extremum local de SSH. Le diamètre moyen du tourbillon est estimé à partir des rayons moyens journaliers. Pour vérifier la pertinence de cette détection et ce suivi de tourbillon, une comparaison avec la base de données Chelton [CHELTON et al., 2011, <http://cioss.coas.oregonstate.edu/eddies/>] est réalisée. Le tourbillon d'intérêt de cette étude est également identifié par la méthode de CHELTON et al. [2007] qui se concentre sur les gros tourbillons. Le tableau ci-dessous récapitule les principales caractéristiques des tourbillons qui croisent la route de la campagne *Bifurcation* et qui seront discutées par la suite.

Trajectoire des masses d'eau

Dans cette étude, les trajectoires des particules sont calculées en 2-D d'espace pendant 2 ans en mer de Corail avec l'outil Ariane. Les deux champs de courant utilisés pour la période 2010-2012

TABLEAU 4.1 – Tableau récapitulatif des principales caractéristiques des tourbillons croisant la route de la campagne *Bifurcation*. Les structures sont identifiées par un numéro, sauf pour les tourbillons d'intérêt A et C explicités dans la suite de l'étude, et une lettre (A ou C) qui indique le sens de rotation de la structure (C = cyclonique, A = anticyclonique). *Vitesse de prop.* représentent la vitesse de propagation des tourbillons; *D-Lon* (resp. *D-Lat*), la différence (en °) entre la position (longitude ou latitude) du cœur du tourbillon au moment de sa formation et de sa disparition ou la fin de son suivi. Lorsque les dates sont précédées des signes < ou >, cela signifie que les tourbillons étaient encore présents avant ou après la date indiquée mais que le suivi du tourbillon s'arrête à cette date.

Identifiant	Formation	Disparition	Diamètre moyen (km)	Distance parcourue (km)	Temps de suivi (j)	Vitesse de prop. (km j ⁻¹)	D-Lon (°)	D-Lat (°)
1 (C)	25/08/12	02/10/12	100	180	38	4.7	1.7	-0.3
2 (C)	25/08/12	02/10/12	100	40	38	1	0.3	0.3
3 (A)	27/08/12	09/10/12	150	165	43	4	1.5	0.5
4 (C)	11/08/12	>31/10/12	150	550	81	6.8	5.2	0
5 (C)	20/08/12	>31/10/12	100	470	72	6.5	4.3	-1.2
C	24/08/12	17/09/12	50	170	24	7	1.5	-0.4
A	<01/08/12	>31/10/12	400	935	92	10	8.7	0.2
8 (C)	10/08/12	>31/10/12	150	560	82	6.8	5.3	-0.3
9 (A)	<01/08/12	>03/10/12	250	400	64	6.3	3.8	-0.5
Moyennes			160	385	59	5.9	3.6	-0.2

sont issus de modèles numériques : 1) la simulation 1/12° PSY4V1R3 de Mercator Ocean fournit des champs de vitesses horizontales à deux niveaux séparés, la surface et 100 m ; 2) le Modèle Océanique en Couches du Laboratoire de Recherche de la Navy (NLOM) fourni par le Centre International de Recherche du Pacifique (Honolulu, Hawaii) produit un champ de vitesses de surface à 1/32° sur l'horizontal.

L'outil Ariane est ici utilisé pour intégrer des trajectoires de particules numériques, à rebours dans le temps, initialement distribuées chaque jour de l'année 2012 le long de la section Ariane_SLI localisée entre le récif de Lihou (à 152°E et 17.4°S, voir Figure 4.1) et la Grande Barrière de Corail (à 152°E et 20.5°S). Le reste de l'analyse va se focaliser en particulier sur la connexion entre la section Ariane_NVJ et la section Ariane_SLI. Une expérience quantitative permet de mesurer le transport entre ces deux sections. Une seconde expérience, qualitative, permet de récupérer les informations détaillées sur chaque trajectoire de particule. Dans cette étude, nous comparons le transport déduit de portions de trajectoires associées à une activité mésoéchelle et le transport déduit de tout le détail des trajectoires. Comme dans [DOGLIOLI et al. \[2006\]](#), les détails de chaque trajectoire sont examinés afin de distinguer les portions capturées par une structure cohérente (tourbillon cyclonique ou anticyclonique), des portions qui ne montrent aucun signe de rotation prépondérants. Les calculs sont réalisés à partir des positions de chaque particule toutes les 6 heures le long de sa trajectoire. Tout d'abord, la direction du vecteur vitesse est récupérée à chaque position. Ensuite, le changement de direction (l'azimut) de ce vecteur est intégré le long de chaque trajectoire. Enfin, la différence d'azimut sur une période de N jours (en considérant l'azimut N/2

jours avant et $N/2$ jours après chaque position) permet d'identifier les portions de trajectoires associées à un tourbillon (lorsque la différence est supérieure à une valeur donnée) et les portions en dehors des tourbillons (lorsque la différence est inférieure à ce seuil). Le temps caractéristique que met une particule à tourner deux fois autour d'une structure cohérente est déterminé par le diamètre moyen et la vitesse tangentielle moyenne sur les bords du tourbillon [HU et al., 2011; KERSALE et al., 2013]. Ici, les échelles de temps caractéristiques, de l'ordre de 30 à 60 jours, ont été calculées avec les données altimétriques AVISO pour un anticyclone particulier considéré plus tard dans cette étude. Un second calcul réalisé avec les données du S-ADCP estime le temps de parcours à 40 jours. Par conséquent, un seuil de $N = 40$ jours est choisi pour identifier les portions de trajectoires qui correspondent à un tourbillon.

4.2.3 Analyse des masses d'eau

Le jeu de données de la campagne *Bifurcation* offre une opportunité intéressante d'étudier les propriétés des masses d'eau qui atteignent la partie Ouest de la mer de Corail en comparaison avec les eaux qui entrent à l'Est et ainsi de compléter les travaux de GASPARIIN et al. [2014]. Pendant la campagne, un total de 40 profils CTD ont été réalisés. Dans cette étude, nous nous intéressons plus précisément à 5 d'entre eux (Fig. 4.1). Comme ces profils sont situés plutôt loin de l'entrée en mer de Corail, la comparaison avec les résultats de GASPARIIN et al. [2014] peut apporter de nouvelles informations sur les trajets et les échanges pendant le parcours des masses d'eau en mer de Corail. La Figure 4.2 montre les 5 profils verticaux CTD en utilisant le même code couleur que celui de la Figure 4.1 (rouge pour les CTD 1 et 2 et bleu pour les CTD 3, 4 et 5). La colonne d'eau est scindée en 4 segments distincts : les eaux de surface (~ 0 -100 m), les eaux de la thermocline supérieure (~ 100 -350 m), les eaux de la thermocline inférieure (~ 350 -600 m) et les eaux intermédiaires (~ 600 -1000 m). Peu de différences sont observés entre les profils des CTD 1 et 2 et ceux des CTD 3, 4 et 5. L'analyse des autres profils de la campagne montre une structure verticale similaire à ceux des CTD 3, 4 et 5.

La Figure 4.3a présente un diagramme T-S de la colonne d'eau jusqu'à 2000 m pour les 5 profils CTD. La distribution étroite des profils est globalement cohérente avec les résultats de TOMCZAK et GODFREY [2013] basés sur des mesures CTD dans l'Est de la mer de Corail, mais aussi avec deux climatologies : WOA2013 and ISAS-13. Pour indication, les propriétés des masses d'eau définies par GASPARIIN et al. [2014] sont affichées sur le diagramme T-S. Au niveau des eaux de surface et de la thermocline supérieure (SPTWS et SPTWN), les profils suivent le schéma général attendu dans cette zone (maximum de salinité au niveau de l'isotherme 22°C) pour une densité d'environ 25. Au niveau du maximum de salinité, les eaux sont moins salées que celles entrant en mer de Corail, ce qui implique une perte de sel à travers le bassin. Le croisement des profils dans cette

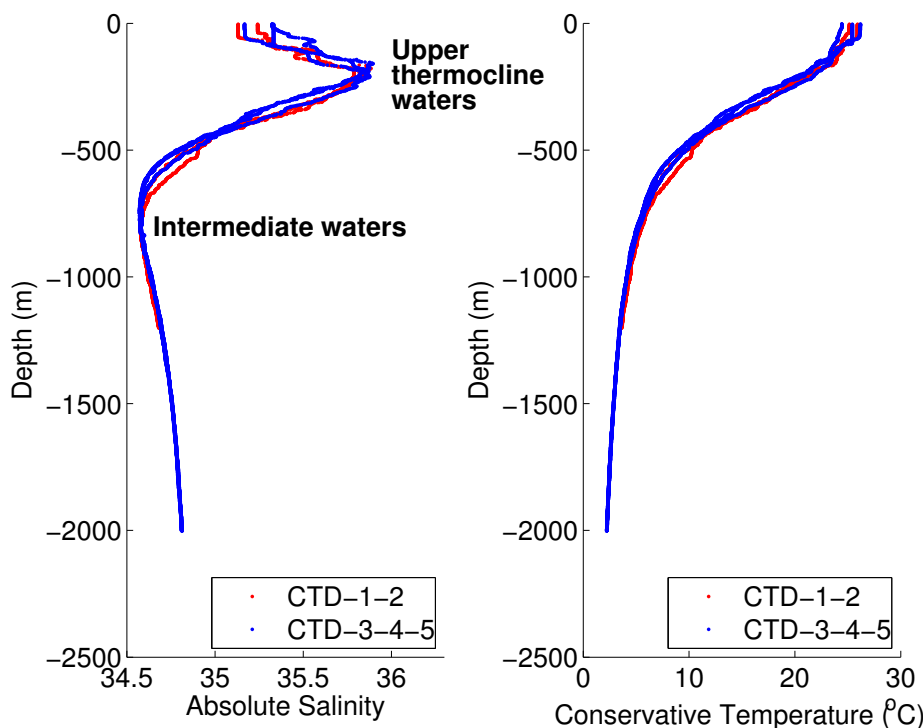


FIGURE 4.2 – Profils verticaux de salinité absolue S_A (à gauche) et de température conservative Θ ($^{\circ}\text{C}$, à droite) des profils CTD localisés sur la Figure 4.1. Les eaux intermédiaires et de la thermocline supérieure sont indiqués et correspondent, respectivement, au minimum et maximum de salinité.

couche conforte l'idée que les masses d'eau se sont probablement mélangées entre elles. Au niveau de la thermocline inférieure, les profils CTD semblent présenter des propriétés proches de la PEW et de la WSPCW. La même chose est observée pour les eaux intermédiaires (AAIW). De plus, un zoom sur la thermocline inférieure met en évidence une forte signature de la PEW dans les eaux échantillonnées pendant la campagne (Figure 4.3b). Cette observation est inattendue car [GASPARIN et al. \[2014\]](#) ont estimé à $\sim 70\%$ la contribution de la WSPCW dans la partie Ouest de la mer de Corail, contre seulement $\sim 20\text{-}30\%$ pour la PEW. Ce résultat suggère que la PEW a une plus grande influence qu'escomptée, dans cette zone. Cependant, à ce stade, le diagramme T-S ne suffit pas pour déterminer, avec certitude, aux origines des masses d'eau échantillonnées pendant la campagne *Bifurcation*.

[ROCHFORD \[1968\]](#), [TOMCZAK et HAO \[1989\]](#) et [MAES et al. \[2007\]](#), parmi d'autres, ont suggéré l'utilisation de la concentration en oxygène dissous (O_2 pour simplifier dans la suite) pour mieux discriminer les masses d'eau dans cette région. Les Figures 4.4 (a) et (b) montrent respectivement, les diagrammes Salinité-Oxygène (S- O_2) et Température-Oxygène (T- O_2) des données CTD. L'utilisation de l'oxygène permet de clairement séparer les profils verticaux en deux parties distinctes. La partie supérieure, identifiée par des petits symboles, est composée d'eaux de surface similaires pour tous les profils et d'eaux de la thermocline supérieure qui font apparaître un minimum d'oxygène pour les CTD 3, 4 et 5 ($\sim 135 \mu\text{mol kg}^{-1}$, en bleu) et un maximum pour les CTD 1 et 2 (~ 170

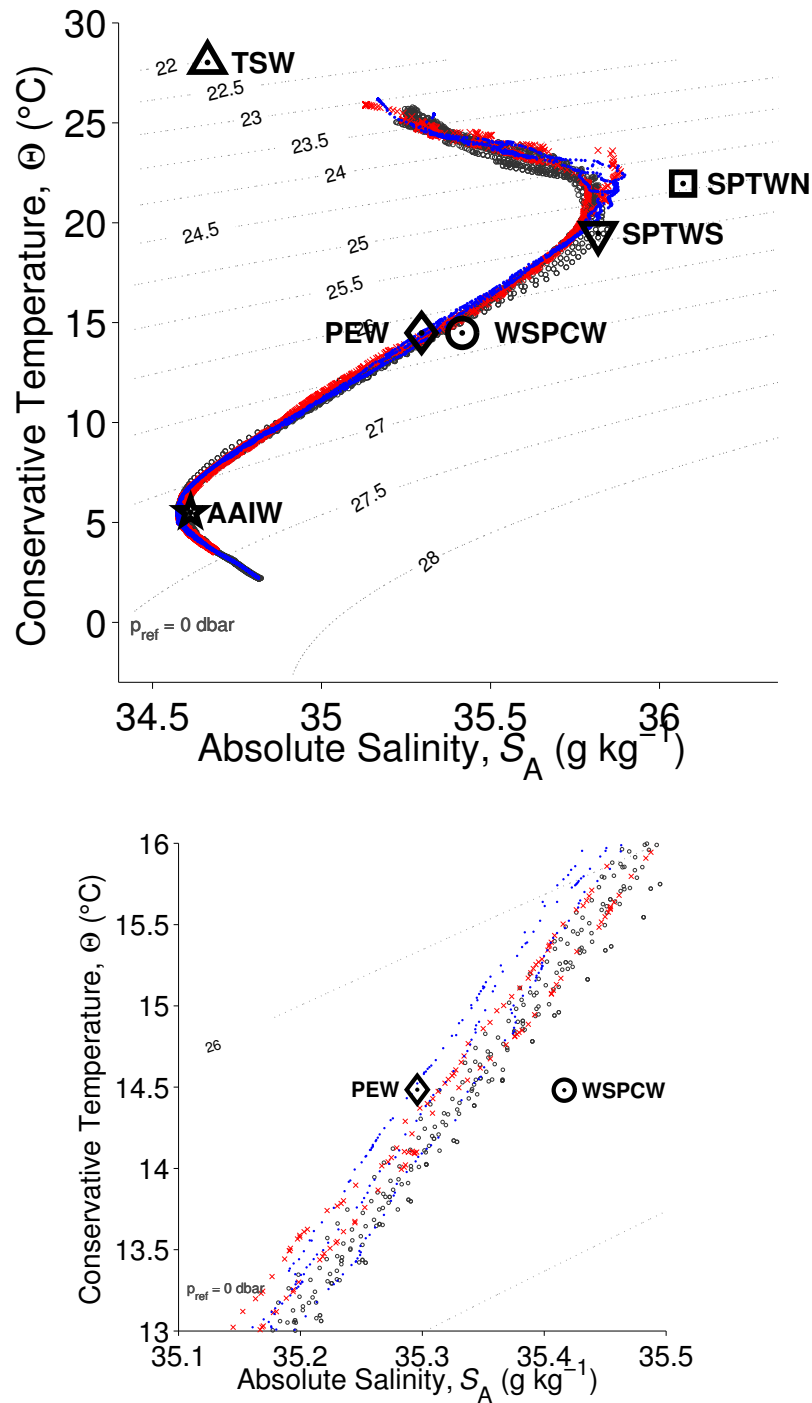


FIGURE 4.3 – (a) Diagramme Température conservative - Salinité absolue pour les profils CTD localisés sur la Figure 4.1. Les profils ISAS-13, de l'Atlas Argo sont indiqués avec des cercles gris, et les propriétés des masses d'eau identifiées par [GASPARIN et al. \[2014\]](#) à l'entrée de la mer de Corail avec des symboles noirs. (b) Même graphique que (a) mais zoomé sur la thermocline inférieure.

$\mu\text{mol kg}^{-1}$, en rouge). La partie supérieure des deux diagrammes O_2 sera discutée dans la Section 4.2.6. La partie inférieure des diagrammes, identifiée par de gros symboles, est composée d'eaux de la thermocline inférieure ($\sim 350\text{-}600$ m) bien distinctes pour les profils rouges et bleus et des eaux intermédiaires similaires (AAIW). Des différences bien marquées sont observées au niveau de la thermocline inférieure. En effet à ce niveau, les profils des CTD 3, 4 et 5 mettent en évidence une augmentation de la concentration en oxygène jusqu'à un maximum d'oxygène ($\sim 190 \mu\text{mol kg}^{-1}$), cohérent avec la WSPCW, atteint juste avant le niveau des eaux intermédiaires. Les profils des CTD 1 et 2 montrent un schéma inverse caractérisé par un minimum d'oxygène ($\sim 145 \mu\text{mol kg}^{-1}$) à 35 et 13°C. Le minimum d'oxygène est probablement associé à la PEW. En comparant avec les résultats de TOMCZAK et HAO [1989], nous pouvons faire l'hypothèse que les CTD 1 et 2 présentent la signature de la PEW, et par conséquent des eaux du NVJ, alors que les CTD 3, 4 et 5 sont plutôt représentatifs de la WSPCW transportée par le NCJ.

Les données d'un flotteur Argo (WMO id 5903381), qui a échantillonné à la fois le NVJ et le NCJ (voir Fig. 4.1), sont superposées sur les diagrammes S- O_2 et T- O_2 des données de la campagne *Bifurcation* (Figure 4.5). Deux groupes de profils se distinguent comme étant assez typiques des eaux du NVJ et du NCJ (Figure 4.1). De façon générale, les profils Argo suivent la même distribution verticale avec un décalage vers des concentrations inférieures en oxygène pour les eaux du NVJ, en particulier pour les eaux sous la thermocline. À cette profondeur, la différence en oxygène entre le NVJ et le NCJ peut atteindre jusqu'à $20 \mu\text{mol kg}^{-1}$. La structure verticale des profils Argo est quasiment identique aux profils de la PEW et de la WSPCW mis en évidence par TOMCZAK et HAO [1989]. Cette comparaison permet de déduire avec confiance que les profils verts (violets) sont représentatifs des eaux du NVJ (NCJ). La différence en oxygène entre les CTD 1 et 2 et les CTD 3, 4 et 5 est du même ordre de grandeur que la différence en oxygène du NVJ et du NCJ. En effet au niveau de la thermocline inférieure, les profils des CTD 3, 4 et 5 sont plutôt similaires aux profils du NCJ alors que les profils des CTD 1 et 2 montrent un minimum d'oxygène très proche de celui des eaux du NVJ. La comparaison entre les profils CTD et les profils Argo suggère que les eaux échantillonnées pendant la campagne *Bifurcation* ont des origines différentes : les profils des CTD 1 et 2 sont plutôt typiques des eaux du NVJ alors que les eaux identifiées sur les profils CTD 3, 4 et 5 semblent plutôt être proches des eaux du NCJ.

Comme l'échantillonnage pendant la campagne *Bifurcation* a eu lieu sur le trajet théorique des eaux du NCJ, nous pouvons supposer qu'un processus dynamique est à l'origine de la présence de masses d'eau présentant les caractéristiques des eaux du NVJ. Pour explorer cette hypothèse, la circulation régionale pendant la campagne *Bifurcation*, et en particulier l'activité de mésoéchelle, sont examinées dans la section suivante.

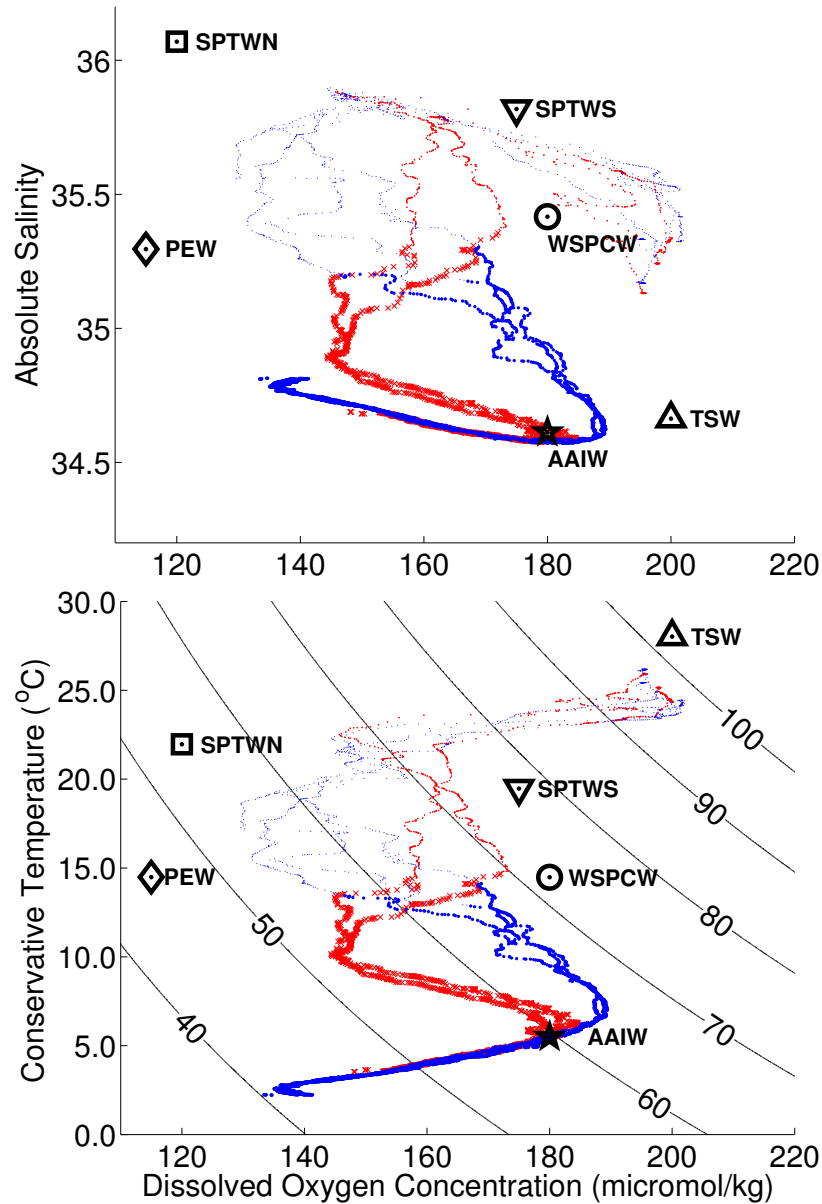


FIGURE 4.4 – (a) Diagramme Salinité absolue - Oxygène dissous pour les profils des CTD identifié sur la Figure 4.1. (b) Diagramme Température conservative - Oxygène dissous pour les mêmes stations CTD que (a). La partie supérieure des diagrammes est identifiée avec des petits symboles (couche entre 0 et 350 m) et la partie inférieure est identifiée avec de gros symboles (couche entre 350 et 1000 m). Les propriétés des masses d'eau principales étudiées par [GASPARIN et al. \[2014\]](#) à l'entrée de la mer de Corail sont également indiquées par des symboles gras et noirs. Le pourcentage de saturation en oxygène est représenté par les contours noirs.

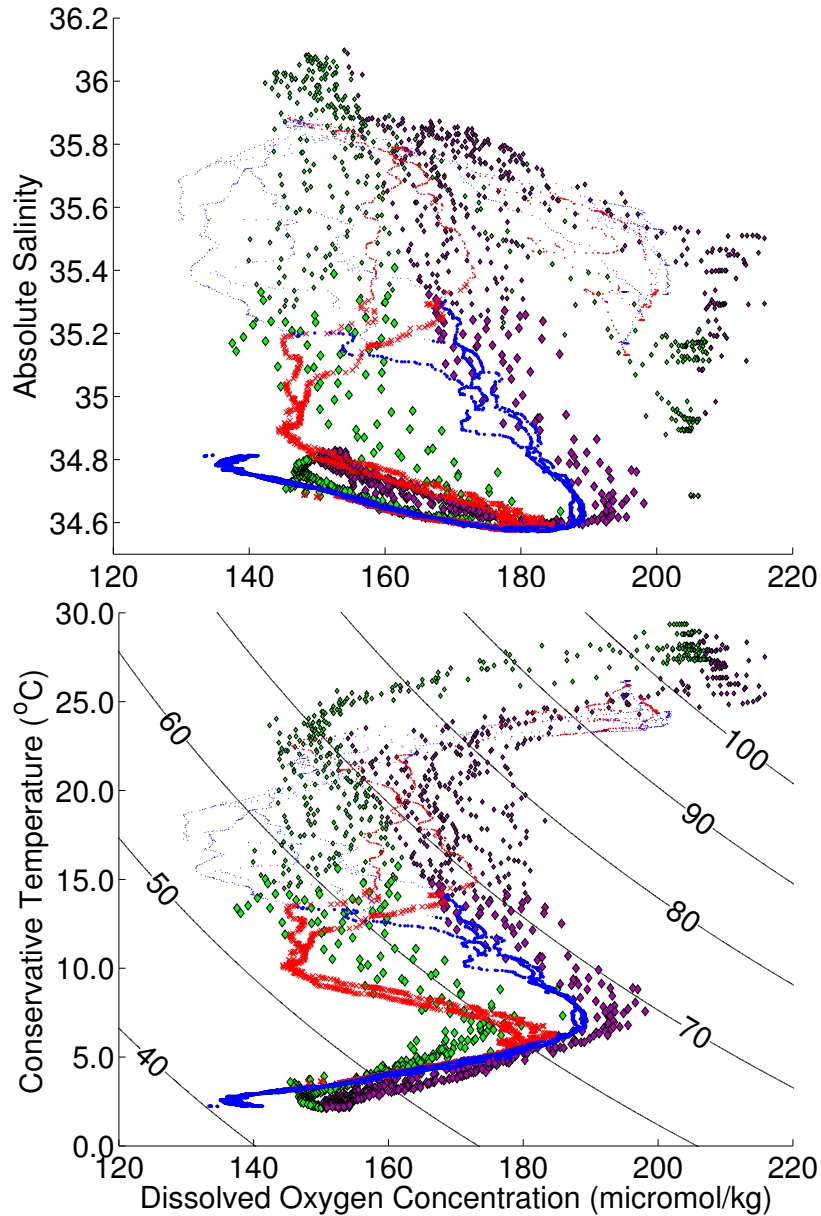


FIGURE 4.5 – (a) Diagramme Salinité absolue - Oxygène dissous pour les profils des CTD de *Bifurcation* et du flotteur Argo (WMO Id 5903381) indiqués sur la Figure 4.1. (b) Diagramme Température conservative - Oxygène dissous pour les mêmes données que (a). La partie supérieure des diagrammes est identifiée avec des petits symboles (couche entre 0 et 350 m) et la partie inférieure est identifiée avec de gros symboles (couche entre 350 et 1000 m). Les propriétés des masses d'eau principales étudiées par [GASPARIN et al. \[2014\]](#) à l'entrée de la mer de Corail sont également indiquées par des symboles gras et noirs. Le pourcentage de saturation en oxygène est représenté par les contours noirs.

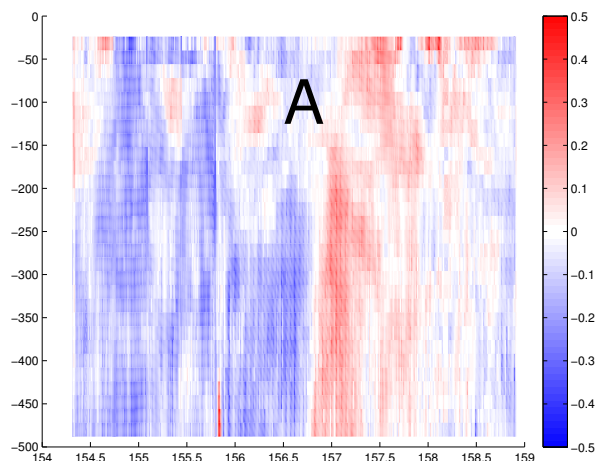


FIGURE 4.6 – Section verticale de la composante zonale (v) des vitesses horizontales (m s^{-1}) mesurées par le S-ADCP sur le transect des profils CTD localisés sur la Figure 4.1). Le flux entrant (valeurs positives) et le flux sortant (valeurs négatives) permettent d'identifier un tourbillon anticyclonique, nommé A par la suite.

4.2.4 Contexte mésoéchelle

La comparaison des courants mesurés par le S-ADCP et des courants de surface journaliers d'AVISO met en évidence des structures cohérentes équivalentes le long de la route de la campagne *Bifurcation*. Notre analyse mène à l'identification de 9 tourbillons qui croisent la route de la campagne et qui sont détectés, à la fois sur les images satellites et à la fois sur les données *in situ* (S-ADCP), sur les 500 premiers mètres de la colonne d'eau (exemple d'une structure sur la Figure 4.6). Ces structures peuvent influencer les échanges de masses d'eau ou les transports à petite échelle de temps. Un exemple de courants de surface journaliers est montré sur la Figure 4.1. Comme suggéré par les précédentes observations, la mer de Corail est sujette à une intense activité de mésoéchelle représentée par la présence de nombreux tourbillons. Un flux vers l'Ouest est détecté au Nord de la mer de Corail, mais les courants principaux ne sont pas identifiables à cause de la forte activité de mésoéchelle. La cohérence entre les mesures *in situ* et les structures détectées par altimétrie permet d'utiliser les données AVISO sur une période plus étendue que celle de la campagne (un mois avant et après) pour accéder à l'historique des tourbillons croisés pendant la campagne *Bifurcation*. La couverture spatiale et temporelle des courants de surface dérivés de l'altimétrie permet, en effet, de suivre l'évolution des structures dans le temps et dans l'espace et d'étudier leurs propriétés. La plupart des structures sont cycloniques (6 sur les 9 identifiées), bien que les plus larges sont anticycloniques avec un diamètre compris entre 150 et 400 km. Malgré quelques différences, toutes les structures se propagent vers l'Ouest à une vitesse moyenne d'environ 6 km jour^{-1} (Tableau 4.1).

La vorticité relative, calculée avec les courants de surface AVISO, est représentée sur la Figure 4.7. Ce paramètre permet également d'identifier les tourbillons mais aussi d'étudier leur extension spatiale et la forme de leur cœur théorique délimité par la région à l'intérieur du contour de zéro

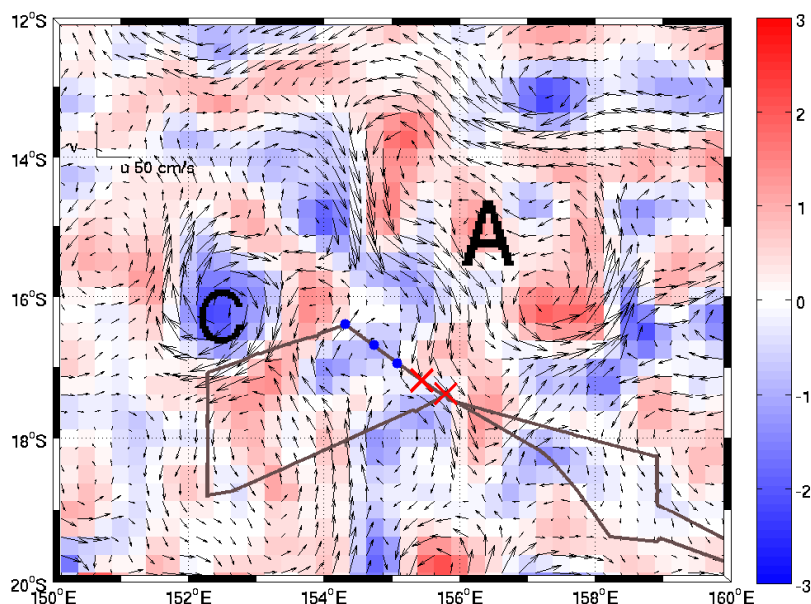


FIGURE 4.7 – Vorticité relative (s^{-1} , barre de couleur) calculée avec les courants géostrophiques de surface dérivés de l'altimétrie (AVISO) le 5 Septembre 2012 (date à laquelle les profils CTD ont été réalisés). Les positions des stations d'intérêt, CTD 1 à 5, sont également indiquées.

vorticité relative [EARLY et al., 2011; KOROTAEV et FEDOTOV, 1994]. Si nous nous focalisons sur la zone présentant des masses d'eau différentes, la Figure 4.7 révèle la présence de deux tourbillons intenses au voisinage des stations CTD : un tourbillon cyclonique (appelé C par la suite) à 16°S et 152.5°E et un tourbillon anticyclonique (appelé A) à 15°S et 157°E. Dans la suite de cette étude, nous nous focaliserons uniquement sur le tourbillon A car l'analyse des masses d'eau localisées sur la route du tourbillon C n'a montré aucune influence de cette structure sur des échanges ou transports de masses d'eau. La branche Sud du tourbillon A, détectée à la fois par AVISO et par le S-ADCP (voir Fig. 4.6), a croisé la route de la campagne au même moment où ont été réalisés les profils CTD 1, 2, 3, 4 et 5. Par conséquent, les différences mises à jour par l'analyse des masses d'eau des profils CTD 1 et 2 semblent être liées au passage de la structure A.

Le suivi temporel révèle que le tourbillon A, qui a quitté la région Nord-Est de la mer de Corail en Août 2012, s'est propagé pendant deux mois vers le Sud-Ouest, avant d'arriver au Nord du récif de Lihou début Octobre 2012 (Figure 4.8). Sa trajectoire, qui croise les routes théoriques du NVJ et du NCJ, pourrait expliquer la présence d'eaux similaires à celles du NVJ à 17°S lors de la campagne *Bifurcation*. En suivant la théorie de EARLY et al. [2011], nous pouvons supposer que le tourbillon A a piégé des eaux du NVJ pendant sa formation au Nord-Est de la mer de Corail et les a transporté dans la zone de circulation du NCJ. La trajectoire méridienne du tourbillon entre les deux courants est le point clé qui explique l'échange de masses d'eau. La base de données de Chelton (voir Section 4.2.2) identifie 7 tourbillons anticycloniques, similaires au tourbillon A, qui voyagent entre le NVJ et le NCJ sur une période qui s'étend d'Octobre 1992 à Avril 2012. Cette observation confirme que de tels échanges, à travers le déplacement des tourbillons, sont possibles entre le NVJ et le NCJ

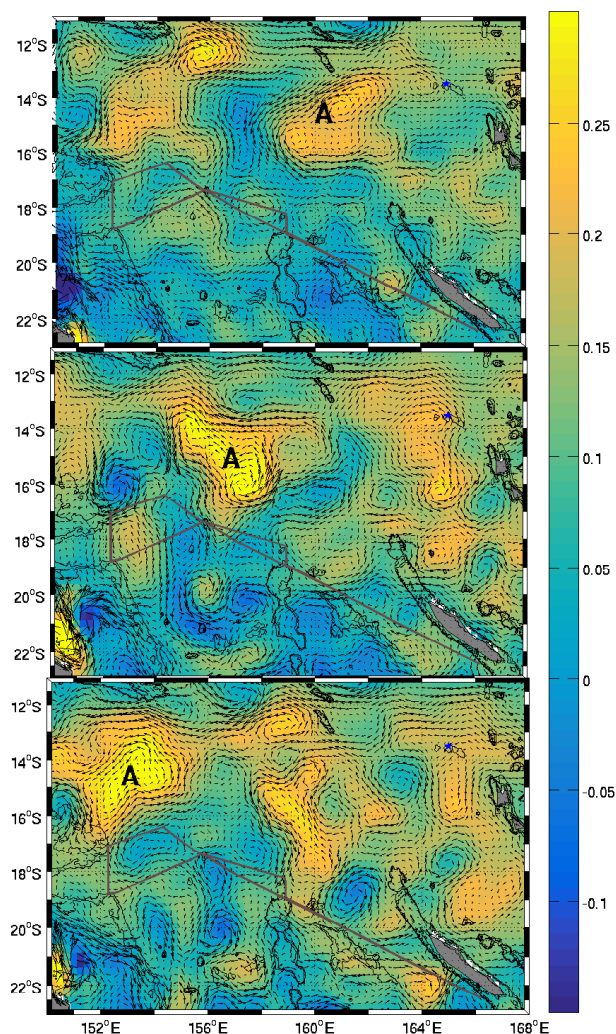


FIGURE 4.8 – Anomalie de hauteur d'eau journalière (m, barre de couleur) et courants géostrophiques de surface (AVISO 1/4°, m s^{-1}) à 3 dates différentes (5 Août, 5 Septembre et 5 Octobre 2012). La position initiale du tourbillon A (1^{er} Août 2012) est indiquée par l'étoile bleue.

et que le phénomène observé pendant la campagne *Bifurcation* n'est pas un évènement unique.

Le contexte mésoéchelle permet donc d'identifier un processus dynamique qui pourrait expliquer la présence d'eaux caractéristiques du NVJ sur la route de la campagne : un transport des eaux du NVJ par un tourbillon mésoéchelle. Pour tester la persistance d'une telle connexion entre le NVJ et le NCJ, une analyse Lagrangienne est réalisée dans la suite, afin d'étudier les trajectoires des masses d'eau à plus long terme.

4.2.5 Identification d'une région d'échange

L'outil Lagrangien Ariane fournit les trajectoires des particules qui traversent la section Ariane_SLI (du récif de Lihou à la Grande Barrière de Corail, 152°E entre 17.5 et 20.5°E). Cette analyse permet de déterminer les origines des masses d'eau qui atteignent cette zone de la mer de Co-

rail. Tout d'abord, les deux champs de vitesses, utilisés pour cette analyse (voir Section 4.2.2), sont contrôlés afin de vérifier qu'ils reflètent correctement la variabilité mésoéchelle observée dans le produit altimétrique, et en particulier le tourbillon A. La circulation barotropique, identifiée avec les mesures du S-ADCP, suggère que la circulation est similaire en surface et dans les couches plus profondes. De plus, comme les deux champs de vitesses ont donné des résultats semblables, seule l'analyse des résultats obtenus avec le modèle haute-résolution NLOM sera effectuée par la suite.

L'analyse Lagrangienne montre que les particules qui atteignent la section Ariane_SLI peuvent provenir de toutes les sections qui limitent le domaine d'intégration des trajectoires, mais avec une forte recirculation à travers la section Ariane_SLI (34% du transport, Fig.4.9).

Les 66% du transport restant sont plutôt composés de particules qui viennent du Nord (sections Ariane_NLI et Ariane_SOL) ou du Sud-Est (section Ariane_WCH). Étonnamment, seulement 4% du transport qui traverse la section Ariane_SLI provient de la zone d'entrée du NCJ en mer de Corail (section Ariane_NCJ). L'analyse Lagrangienne estime que 3% du flux de surface qui atteint la section Ariane_SLI est originaire de la section Ariane_NVJ (Fig. 4.9). Cette double origine comparable des deux côtés du Vanuatu est intéressante car jusqu'alors le flux qui traversait la région de la section Ariane_SLI était supposé provenir entièrement d'eau du NCJ qui circule sous le Vanuatu [TOMCZAK et GODFREY, 2013]. Cette description Lagrangienne suggère que la partie Ouest du NCJ est aussi alimentée par des eaux telles que la PEW et la SPTWN. Par la suite, seule la connexion entre les sections Ariane_SLI et Ariane_NVJ est étudiée en détail (Fig. 4.10). Le temps de connexion moyen entre la section Ariane_NVJ et Ariane_SLI est d'environ 8 mois. Des connexions plus rapides, jusqu'à 2 mois, ont également été identifiées. Cette estimation numérique est cohérente avec l'analyse des caractéristiques du tourbillon A à partir des données altimétriques. En effet, ce tourbillon se propage pendant un mois à travers la mer de Corail, de 163°E jusqu'à la zone d'échantillonnage de la campagne *Bifurcation* (155°E), et pendant un mois supplémentaire pour atteindre les côtes Australiennes. De plus, la fonction de courant entre ces deux sections met en évidence un nouveau trajet vers le Sud-Ouest des masses d'eau arrivant en mer de Corail par la section Ariane_NVJ, ce qui est en accord avec les travaux de ROUSSELET et al. [2018] qui ont identifié un transport global dans le WTSP vers le Sud-Ouest. L'étalement spatial des contours de la fonction de courant entre 155°E et 166°E et entre 13°S et 17°S indique que quasiment toute la mer de Corail participe à cette connexion.

Chaque trajectoire, qui participe à la connexion, est inspectée en détail pour identifier si elle est piégée et transportée par une structure cohérente. Les portions de trajectoire, associées à la variabilité mésoéchelle (définies par la différence d'azimuts successifs, cf. Section 4.2.2), révèlent la forte influence de l'activité mésoéchelle pour piéger les particules dans la mer de Corail (Fig. 4.11). Elles permettent également d'évaluer la contribution des tourbillons dans la connexion entre les

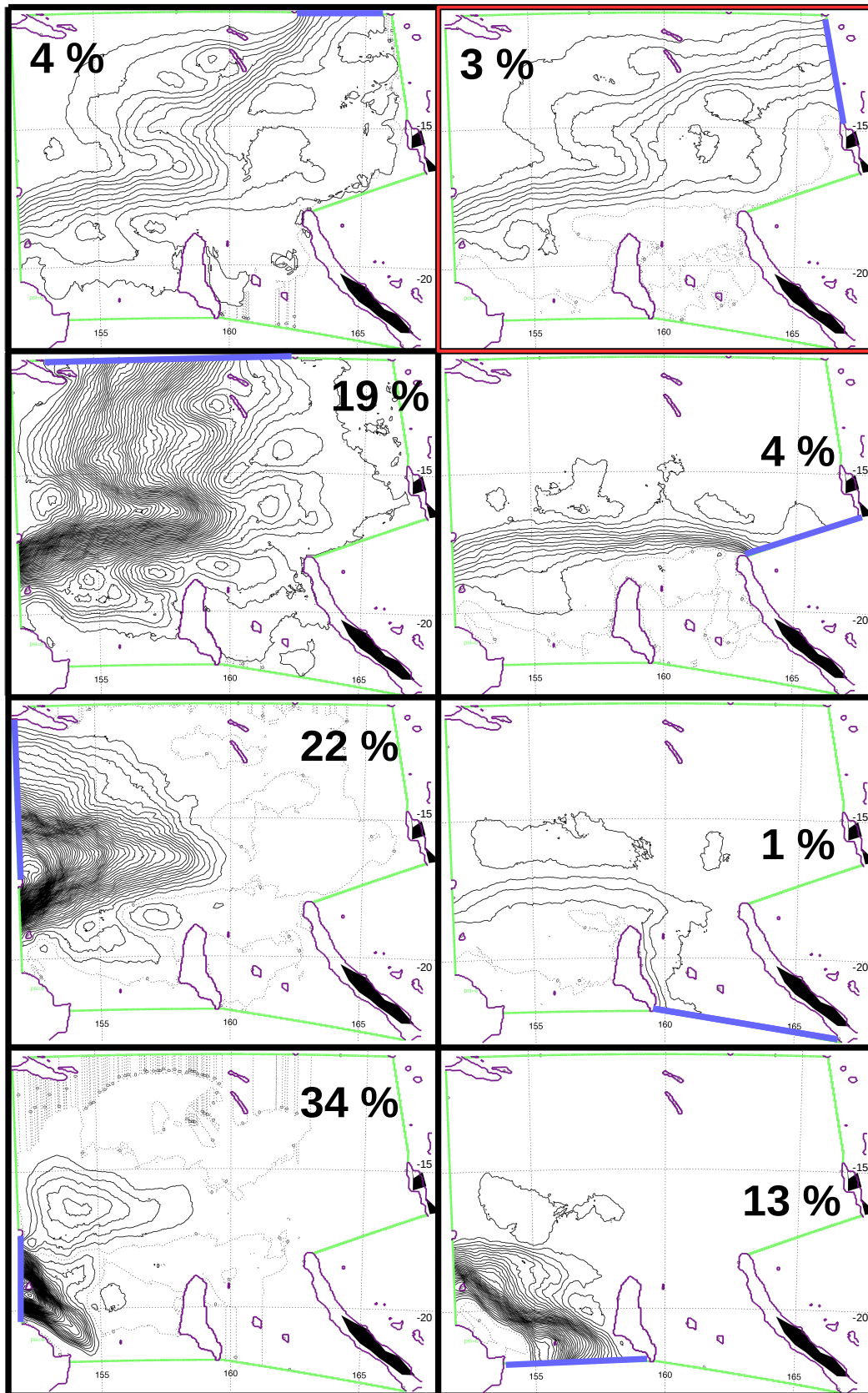


FIGURE 4.9 – Fonctions de courants (contours noirs) calculées entre chaque section de contrôle (ligne bleu) du domaine et la section Ariane_SLI. Les contours de l'isobathe 500 m sont dessinés en violet. Le pourcentage de transport réalisé entre la section de contrôle et la section Ariane_SLI est également indiqué sur chaque figure. La fonction de courant associée à la connexion entre les sections Ariane_SLI et Ariane_NVJ est entourée en rouge.

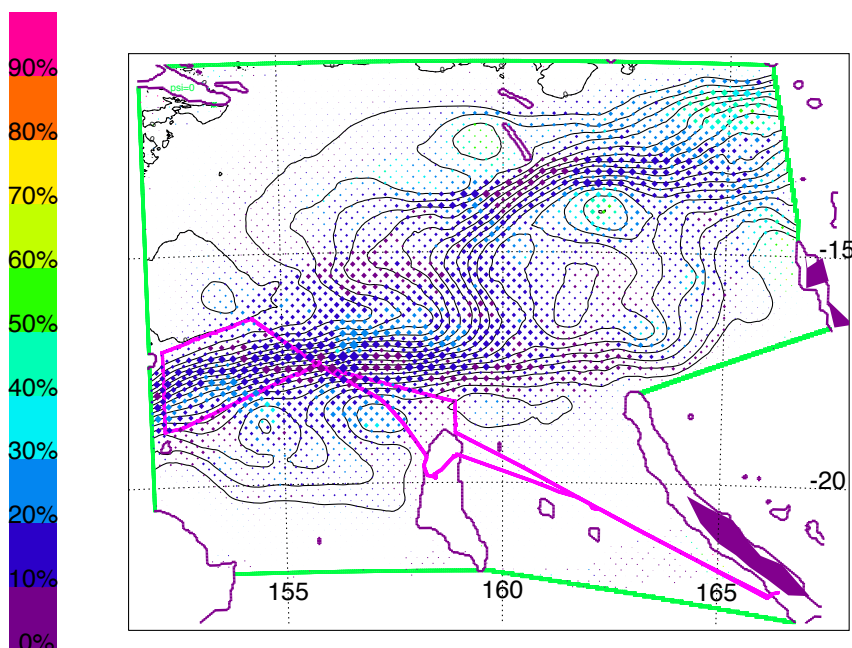


FIGURE 4.10 – Fonction de courant Lagrangienne calculée entre la section Ariane_NVJ et la section Ariane_SLI (contours noirs). Le ratio entre le transport déduit des portions de trajectoire avec un comportement rotatif et le transport déduit des trajectoires complètes est représenté par des diamants. Leur couleur informe sur l'intensité du ratio (en %) alors que leur taille est proportionnelle à l'intensité locale du transfert. Les lignes vertes correspondent aux sections définies sur la Figure 4.1. Les côtes et les contours de l'isobathe 500 m sont dessinées en violet.

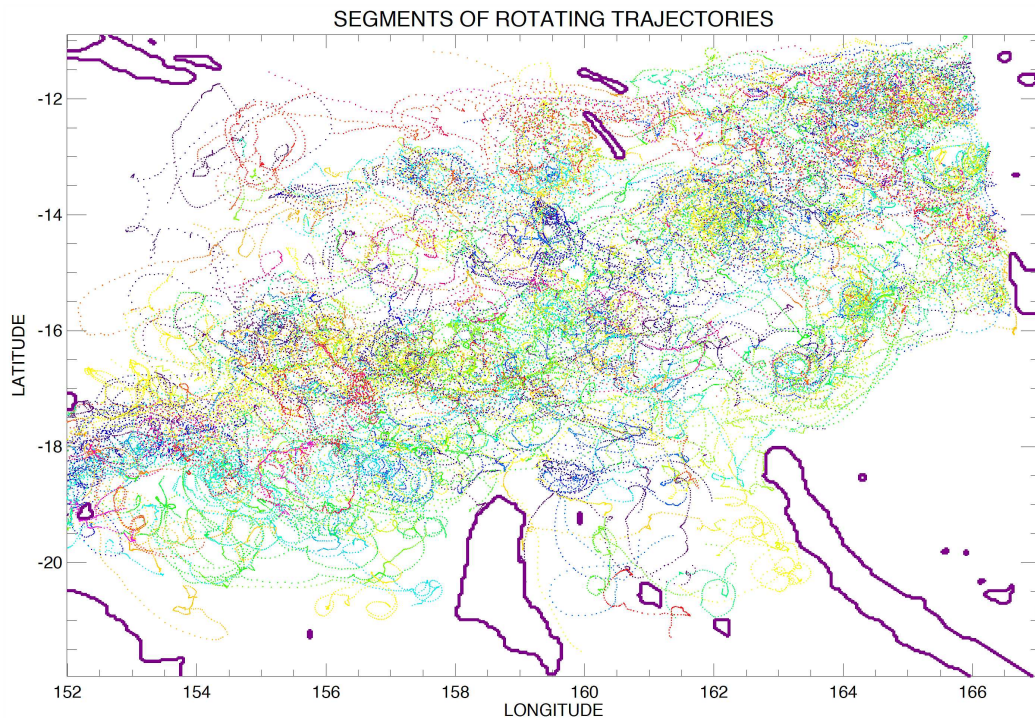


FIGURE 4.11 – Portions de trajectoire qui suivent un tourbillon.

sections Ariane_NVJ et Ariane_SLI. Cette contribution est exprimée sur la Figure 4.10 par un pourcentage, représenté par les couleurs des diamants dont la taille est proportionnelle à l'intensité locale du transfert. La connexion est intensifiée à 17°S entre 150°E et 160°E dans la partie Ouest du trajet du NCJ, et à l'entrée du NVJ dans la mer de Corail (à 13°S entre 160°E et 165°E). Ce résultat est cohérent avec les positions théoriques des deux courants. Entre les deux, même si la connexion est moins intense les tourbillons peuvent contribuer jusqu'à 50% au transfert. En moyenne sur le domaine, la proportion du transfert associé au transport par les tourbillons peut être estimée entre 10% et 20%.

Finalement, l'approche Lagrangienne peut également permettre d'isoler les portions de trajectoires associées à des tourbillons anticycloniques qui sont impliquées dans le transfert (Fig. 4.12). La contribution des tourbillons anticycloniques varie entre 10% et 90% dans la zone intermédiaire entre les deux courants. Elle atteint même les 70% à 90% entre 15°S et 17°S, et 155°E et 160°E. Cette région correspond à la zone où le tourbillon A a été observé pendant la campagne *Bifurcation*. En comparaison, les régions où les anticyclones ont le moins d'influence sont situées sur les trajets théoriques des courants (particulièrement au niveau du NVJ à l'entrée de la mer de Corail et dans la partie Sud du NCJ). Ces résultats, en accord avec les observations de la campagne *Bifurcation*, suggèrent le rôle important des anticyclones qui transportent des masses d'eau du Nord vers le Sud et connectent ainsi les deux courants dont les trajectoires sont plutôt zonales.

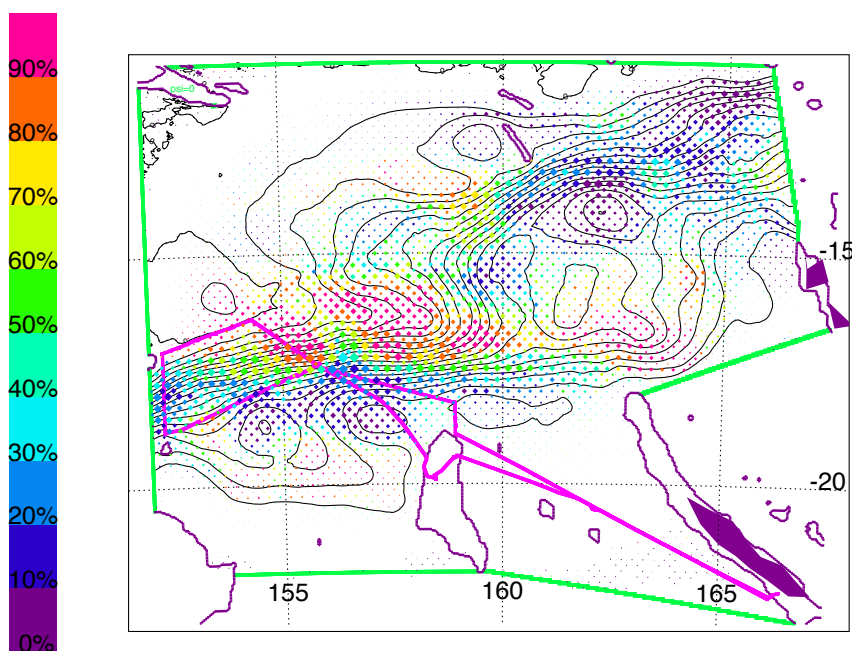


FIGURE 4.12 – Identique à la Figure 4.10 sauf la colorbar qui correspond au ratio (en %) entre le transport déduit des segments des trajectoires anticycloniques et le transport déduit des trajectoires associées aux tourbillons, cycloniques et anticycloniques.

4.2.6 Discussion

L'analyse des eaux de la thermocline inférieure met en évidence la signature de la PEW sur les profils des CTD 1 et 2, ce qui suggère une origine du NVJ. Au contraire, la ressemblance des profils CTD 3, 4 et 5 avec les propriétés de la WSPCW suggère que les eaux viennent plutôt d'une branche sud. Au niveau de la thermocline supérieure (voir Fig. 4.4), le minimum d'oxygène autour de 18°C et 35.5 sur les profils CTD 3, 4 et 5 met en évidence que les profils CTD 1 et 2 présentent des eaux plus oxygénées. Dans le cadre des hypothèses précédentes, associant les profils CTD 1 et 2 avec les eaux du NVJ et les CTD 3, 4 et 5 avec celles du NCJ, ce résultat apparaît en contradiction avec les observations de [TOMCZAK et GODFREY \[2013\]](#) et [GASPARIN et al. \[2014\]](#). En effet, ces deux études montrent que les eaux de la thermocline supérieure (SPTWN) et inférieure (PEW) du NVJ sont moins oxygénées, de façon continue sur la verticale, que les eaux de la thermocline supérieure (SPTWS) et inférieure (WSPCW) du NCJ. Selon ces observations, les eaux de la thermocline supérieure des CTD 3, 4 et 5 qui présentent un minimum d'oxygène ne peuvent pas être associées à des eaux du NCJ supposées plus oxygénées. Ce minimum d'oxygène peut provenir d'un mélange avec des eaux du Pacifique équatorial dont les propriétés sont similaires à ce minimum. En effet, l'entrelacement observé des profils au niveau de la thermocline supérieure (Fig. 4.3) soutient l'hypothèse de processus qui auraient mélangé ces eaux. En plus des processus de mélange, ce minimum d'oxygène pourrait être accentué par des mécanismes biologiques qui ne sont pas consi-

dérés dans cette étude. La complexité du couplage entre les processus physiques et biologiques, qui peuvent potentiellement modifier la composition des masses d'eau, ne permet pas d'analyser avec confiance la partie supérieure de la colonne d'eau, par rapport à la partie inférieure qui est plus stable.

Les eaux de la thermocline inférieure des CTD 1 et 2, située vers 17-18°S, sont identifiées comme une forme mélangée de la PEW. Cette observation est inattendue car TOMCZAK et GODFREY [2013] ont précédemment identifié une «Water Mass Boundary» (WMB) à 15°S qui sépare le trajet de la PEW au Nord et de la WSPCW au Sud de la mer de Corail. Notre étude apporte un éclairage nouveau sur ces résultats et suggère donc de reconsidérer l'extension géographique de la PEW avec de nouvelles d'observations. De plus, notre étude fait l'hypothèse d'un mécanisme de transport via les tourbillons pour expliquer cette observation. Cette hypothèse repose sur la définition de EARLY et al. [2011] qui ont démontré qu'un tourbillon théorique circulaire était capable de transporter, en son cœur, des eaux piégées lors de la formation du tourbillon. Cependant, dans le cas du tourbillon A, nous observons un mélange d'eaux du NVJ et d'eaux rencontrées lors du trajet du tourbillon [KANEKO et al., 2015]. La position des CTD 1 et 2, sur le bord du tourbillon, ainsi que la forme irrégulière de ce dernier pourrait expliquer les différences entre les caractéristiques de la PEW à l'entrée de la mer de Corail [GASPARIN et al., 2014] et celles échantillonnées pendant la campagne. Cependant, la signature de la PEW est assez forte pour identifier la connexion NVJ-NCJ. Cette observation directe *in situ* est unique. L'étude récente de LUMPKIN [2016] analyse, grâce aux trajectoires de flotteur de surface, deux tourbillons (un anticyclone et un cyclone) qui transitent entre le NVJ et le NCJ. Ces observations renforcent les résultats de notre étude et soulignent l'importance des tourbillons dans la circulation des masses d'eau en mer de Corail.

L'origine et le mécanisme du transport des masses d'eau échantillonnées pendant la campagne *Bifurcation* sont étudiés et confirmés par l'analyse Lagrangienne appliquée à un champs de courant issu d'un modèle (NLOM). En effet, cette analyse démontre les échanges méridionaux entre le NVJ et le NCJ, qui avaient déjà été suggérés par MAES et al. [2007] et QIU et al. [2009]. Notre étude Lagrangienne estime la contribution des tourbillons anticycloniques à ce transfert, dans le cadre de la connexion, identifiée pendant la campagne, causée par le déplacement vers le Sud-Ouest du tourbillon anticyclonique A. Ce déplacement n'est pas un comportement classique des tourbillons anticycloniques qui sont globalement advectés vers l'équateur. Cependant à l'échelle globale CHELTON et al. [2007] ont estimé que 31% des anticyclones qui se propagent vers l'Ouest subissent une déviation vers les pôles, comme le tourbillon A. Ce pourcentage est assez important pour soutenir la connexion, sous l'effet de la circulation des tourbillons anticycloniques, mise en évidence dans cette étude entre le NVJ et le NCJ. De plus, la contribution des anticyclones est la plus importante dans la bande 155°E-160°E vers 16°S. Cette zone correspond à la région identifiée

par [QIU et al. \[2009\]](#), voir Fig. 1b] comme une région de forte variabilité turbulente. Ils ont étudié le Contre Courant de la mer de Corail –ou *Coral Sea CounterCurrent*– (CSCC) vers l'Est, dans la bande 16°S, généré par le dipôle du vent derrière les îles du Vanuatu. Ils ont suggéré que les instabilités barotropiques du système cisailé NCJ-CSCC-NVJ seraient responsables de la forte variabilité mésoéchelle dans la bande du CSCC. Ainsi, la connexion entre le NVJ et le NCJ due à la circulation des tourbillons, pourrait être une conséquence de l'importante énergie cinétique turbulente générée par les instabilités barotropiques dans la mer de Corail. De plus, l'analyse Lagrangienne confirme la présence de zones de recirculation intense identifiées par [GANACHAUD et al. \[2014\]](#); [KESSLER et CRAVATTE \[2013a\]](#) près des côtes Australiennes et au Sud de la mer des Salomon. Elle met également en évidence une forte recirculation entre le Nord et le Sud de la mer de Corail. Ces aspects, couplés aux processus de mélange, doivent être étudiés plus en détail pour mieux comprendre les trajets des masses d'eau à travers la mer de Corail.

Dans la présente étude, le rôle de la mésoéchelle sur le transport des masses d'eau est bien démontré, mais il peut également être estimé par un calcul de transport à partir des mesures *in situ* du S-ADCP. Les transports calculés, avec les vitesses horizontales *in situ* du S-ADCP, et associés à chaque portion du trajet de la campagne, sont disponibles sur la Figure 4.13. Les sections 1 et 8 (départ et arrivé à Nouméa) ne sont pas situées sur le trajet du NCJ mais donnent tout de même un exemple frappant de la variabilité temporelle induite par le passage de tourbillons. En effet, les deux sections font apparaître une différence de flux d'environ 15 Sv alors qu'elles suivent la même route mais qu'elles sont échantillonnées avec un intervalle de temps de 15 jours. Cette différence, causée par le déplacement de structures mésoéchelles, peut atteindre le même ordre de grandeur que le transport des courants. Cette observation souligne une fois de plus le rôle de la mésoéchelle sur la variabilité temporelle des flux [[KESSLER et CRAVATTE, 2013b](#)] et renforce également les observations sur le rôle des tourbillons sur le transport de masse d'eau.

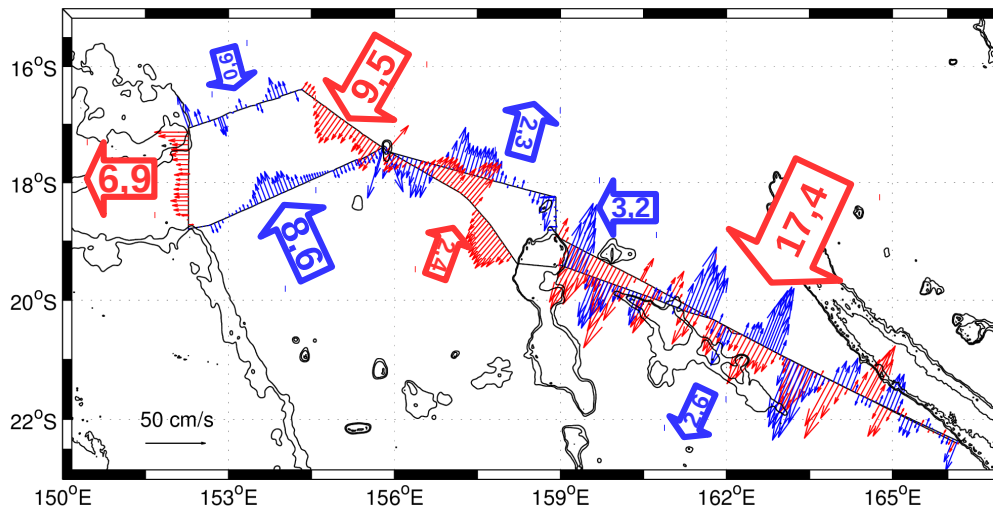


FIGURE 4.13 – Transports de masse (Sv) intégrés sur 488 m à partir des données S-ADCP pour chaque section de la campagne *Bifurcation*. Les vecteurs en rouge (resp. en bleu) représentent les composantes orthogonales du champ de vitesse pour les différentes sections. Les lignes fines en noir représentent les isobathes 500 et 1000 m.

4.3 Transport mésoéchelle à l'origine d'un bloom phytoplanctonique dans le Pacifique Sud-Ouest

Un bloom phytoplanctonique (168°O - 176°O, 16°S - 22°S) échantillonné et suivi 8 jours pendant la campagne *OUTPACE* permet d'étudier plus en détail la dynamique mésoéchelle de la zone de transition entre les eaux du gyre du Pacifique Sud et les eaux Mélanésiennes plus riches. En effet, cette région est caractérisée par des concentrations en surface relativement faibles en nutriments et un maximum de chlorophylle profond –ou *Deep Chlorophyll Maximum*– (DCM). Ainsi, la présence d'un bloom phytoplanctonique en surface représente une perturbation par rapport aux conditions moyennes. Un échantillonnage haute-fréquence et des données satellites haute-résolution renseignent sur l'évolution temporelle de la concentration en Chl *a* du bloom et permettent d'identifier l'influence de la dynamique mésoéchelle sur le devenir du bloom. L'analyse des données *in situ* et l'examen de l'influence de la circulation à sous-mésoéchelle vs. à mésoéchelle sur l'évolution du bloom sont détaillés par DE VERNEIL et al. [2017]. Pour ce travail de thèse nous ne décrivons que très succinctement le bloom phytoplanctonique car il s'agit du travail du premier auteur et nous expliquerons en détail l'advection du bloom après avoir présenté la méthodologie employée pour cette analyse.

The fate of a southwest Pacific bloom : gauging the impact of submesoscale vs. mesoscale circulation on biological gradients in the subtropics

Alain de Verneil^{1,2}, Louise Rousselet¹, Andrea M. Doglioli¹, Anne A. Petrenko¹, and Thierry Moutin¹

Received : 10 March 2017 – Discussion started : 21 March 2017

4.3.1 Méthodologie

L'effet structurant de la mésoéchelle sur le bloom de Chl *a* est évalué avec les FSLE en suivant la même méthodologie que celle employée lors de l'étude grande échelle du Pacifique Sud-Ouest (cf. Chapitre 3 Section 3.3.2). Le temps d'intégration choisi de 30 jours est assez robuste et des tests de sensibilité indiquent que les structures les plus intenses sont identifiées à partir de temps d'intégrations de 10-15 jours. Dans cette analyse, les structures les plus fines sont éliminées par un seuil de 0.15 jour^{-1} .

Les trajectoires suivies par le bloom sont examinées, à rebours et en avant dans le temps, grâce à l'advection de particules Lagrangiennes (outil Ariane, Chapitre 2 Section 2.2.2) par les champs de courants de surface totaux (cf. Chapitre 2 Section 2.1.2) produit par le CLS/CNES. Le traceur suivi est la concentration en Chl *a*, qui n'est pas un traceur passif. Le point initial pour l'intégration des trajectoires Ariane est donc subjectif. Ainsi, l'initialisation est déterminée par le moment, estimé à partir des données satellites, où le bloom est à son apogée, c'est-à-dire le 6 Mars 2015. En effet, il est raisonnable de supposer que, pour des analyses à rebours dans le temps, les particules ont le plus de chance de rester dans la région du bloom et de se diriger vers les sources potentielles de formation du bloom, lorsqu'elles sont initialisées au moment du maximum d'intensité du bloom. À l'état initial, les particules Lagrangiennes sont donc positionnées de façon aléatoire à l'intérieur du contour 0.3 mg m^{-3} de Chl *a*, détecté par satellite, avec un intervalle de 2 km entre chaque particule.

4.3.2 Description du bloom

La Figure 4.14 montre le bloom de Chl *a* de surface qui a été échantillonné pendant 8 jours consécutifs lors de la campagne *OUTPACE* du 14 au 20 Mars 2015. Les observations *in situ*, acquises avec le MVP (Fig. 4.14 à droite) et la CTD (voir DE VERNEIL et al. [2017]), montrent un bloom de surface accompagné d'un DCM à 70 m qui apparaît à la fin de l'échantillonnage. En allant vers la station SD13 la profondeur du DCM chute à 140 m. Les séries temporelles, CTD et satellites, montrent l'effondrement du bloom au moment de l'échantillonnage *OUTPACE*. L'utilisation des profils de Chl *a*, masse volumique, nutriments et des données satellites de vent permet de rejeter l'hypothèse d'un apport de nutriments par mouvements verticaux pour soutenir le bloom [voir DE VERNEIL et al., 2017]. En revanche, la fixation d'azote est considérée comme une source de production nouvelle qui aurait généré et permis le maintien du bloom en surface. Si l'évolution

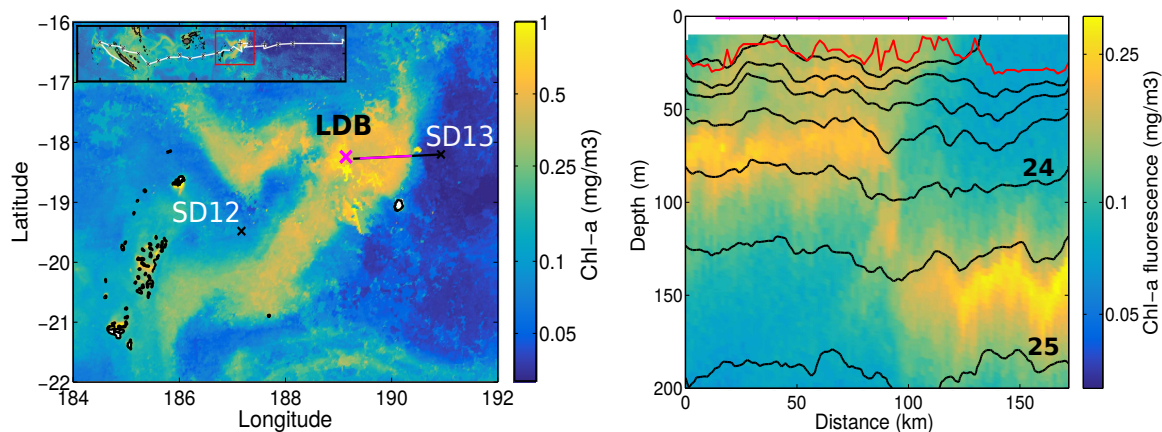


FIGURE 4.14 – Gauche : Concentration de surface en Chl *a* détectée par satellite au niveau de la station LDB dans la zone de transition entre les eaux du gyre et les eaux Mélanésiennes (voir encadré noir). La position d'une section MVP est indiquée par la ligne noire. La ligne magenta montre la portion de la section située à l'intérieur du bloom. Les stations SD12, LDB, et SD13 sont marquées par les croix noires et magenta. Droite : Section verticale de Chl *a* mesurée par le MVP le long du transect indiqué sur la Figure de gauche. La ligne magenta montre la portion de section qui est à l'intérieur du bloom. Les isopycnnes *in situ* sont représentées par les lignes noires, qui varient de 22 à 25 kg m⁻³ par pas de 0.5 kg m⁻³. La profondeur de la couche mélangée –ou *Mixed Layer Depth*– (MLD) est montrée en rouge.

intrinsèque du bloom est plutôt bien comprise avec les données *in situ*, son origine doit être examinée grâce aux données satellites de courants qui permettent d'évaluer l'advection du bloom et donc l'influence de la mésoéchelle sur le devenir du bloom en surface.

4.3.3 Advection et origine du bloom

La distribution de surface de la Chl *a*, les FSLE et la position des particules Lagrangiennes Ariane sur une période couvrant du 25 Décembre 2014 au 10 Mai 2015 sont présentés sur la Figure 4.15. Seulement 10% des particules sont sélectionnées aléatoirement et sont dessinées en rouge alors que les FSLE sont représentés en gris. Les particules, initialisées le 6 Mars 2015 qui correspond au maximum d'intensité du bloom échantillonné pendant *OUTPACE*, sont à la fois intégrées à rebours (jusqu'au 25 Décembre) et en avant (jusqu'au 10 Mai) dans le temps. Ces deux intégrations permettent d'accéder aux origines et au devenir du bloom. Dans la suite, nous allons décrire l'évolution du bloom dans l'ordre chronologique (du 25 Décembre au 10 Mai) sans différencier les intégrations à rebours ou en avant. La date du 25 Décembre est, après analyse visuelle des données satellites de Chl *a*, définie comme période pré-bloom et la région «source» du bloom est identifiée le 13 Janvier 2015 autour de 186°E (ou 174°O) et 20°S. Le 25 Décembre, les particules Lagrangiennes sont dispersées sur la moitié Nord de notre région d'intérêt (Fig. 4.15a). Le 13 Janvier, la région source identifiée montre un patch de Chl *a* localisé près des îles à 186°E (ou 174°O) et 20°S (Fig. 4.15b). Les particules Lagrangiennes ont été advectées vers le Sud-Ouest et se retrouvent proches des îles. Les nombreux filaments de FSLE présents aux abords du patch

de Chl *a* mettent en évidence une circulation vers l'Est le long de ces trajectoires. De plus, un autre filament orienté Nord-Sud apparaît à 189.5°E (ou 170.5°O) et est aligné avec un gradient de Chl *a* relativement faible. Du 31 Janvier au 16 Février 2015, les fortes concentrations de surface en Chl *a*, associées à des patchs de particules numériques, se déplacent vers l'Est et se heurtent à deux structures filamentaires : la structure Nord-Sud identifiée le 13 Janvier et un front orienté Nord-Est vers 189°E (ou 171°O). La Chl *a* de surface ainsi que les particules numériques sont étirées le long de ces structures sans pouvoir les traverser. Le 6 Mars (Fig. 4.15e et f), le FSLE orienté Est-Ouest a stabilisé l'advection du bloom vers le Nord. D'autres structures frontales plus au Sud (sous 20°S) sont associées à des bandes de fortes et faibles concentrations en Chl *a* et sont plus ou moins présentes jusqu'à la fin de la période d'étude. Les particules Lagrangiennes se trouvent toutes localisées à l'intérieur du bloom puisque le 6 Mars 2015 a été défini comme l'instant initial de l'advection des particules. Le 31 Mars (Fig. 4.15g) deux filaments Nord-Sud ont entraîné la séparation en deux lobes du bloom de Chl *a*. La distribution des particules coïncide et représente très bien la répartition de la Chl *a*. Les particules situées dans la partie Sud du bloom sont étirées vers le Sud-Ouest le long de deux filaments. Du 3 au 24 Avril, le bloom tend à disparaître (Fig. 4.15h-i) et le filament Nord-Sud identifié depuis le 13 Janvier se déplace progressivement vers l'Ouest et agit comme une frontière post-bloom entre des eaux à concentrations faibles et modérées de Chl *a*. Le 10 Mai 2015 (Fig. 4.15j), une zone de minimum de Chl *a* se situe à l'emplacement exact du pic du bloom de Chl *a* le 6 Mars.

Pendant toute la période d'intégration considérée, plus de 70% des particules Lagrangiennes sont restées dans le domaine d'étude (Fig. 4.16a). Pendant l'intégration à rebours dans le temps, 95% des particules étaient situées dans le domaine jusqu'au 13 Janvier, date à laquelle le bloom était situé près des îles. Puis jusqu'au 25 Décembre, la proportion de particules a chuté à 70%. Lors de l'intégration en avant dans le temps, le pourcentage de particules a également diminué progressivement jusqu'à environ 70% le 10 Mai. La Figure 4.16b représente la valeur moyenne de Chl *a* sur la position des particules numériques ainsi que la valeur moyenne des mesures satellites. À partir du 6 Mars, date d'initialisation, la concentration moyenne en Chl *a* des particules chute dans les deux directions (en avant ou à rebours dans le temps). La valeur moyenne de Chl *a* des particules est constamment supérieure à la moyenne de Chl *a* du satellite. Les valeurs moyennes de Chl *a* des particules atteignent les 75% des valeurs satellites le 16 Février et le 3 Avril.

Si, dans ce cas, l'advection de particules Lagrangiennes coïncide de façon évidente avec le déplacement du bloom en surface au cours du temps, la Chl *a*, un traceur réactif, suit tout de même sa propre évolution comme le montre la variation temporelle des centils sur la Figure 4.16b. De plus, cette analyse reste sensible à l'initialisation donc les positions des particules ne sont pas complètement fiables après une longue période d'intégration. En effet, une autre expérience avec

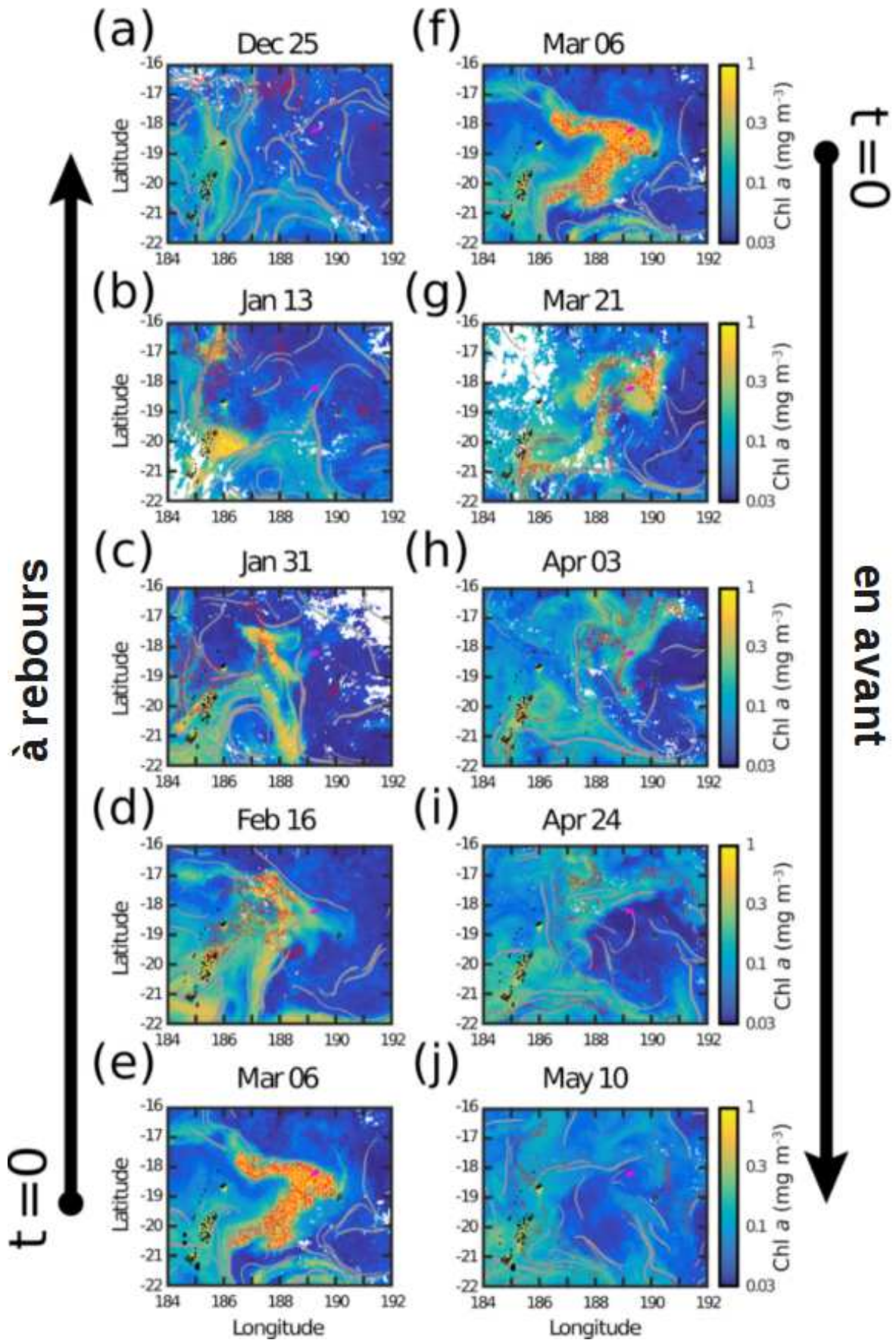


FIGURE 4.15 – Concentration en Chl *a* issue de mesures satellites (mg m^{-3} , barre de couleur), FSLE (gris) et particules Ariane (points rouges) le (a) 25 Décembre 2014, (b) 13 Janvier 2015, (c) 31 Janvier, (d) 16 Février, (e-f) 6 Mars (avant l'échantillonnage de la station LDB), (g) 21 Mars (date de la section MVP sur la Figure 4.14), et situation post-bloom le (h) 3 Avril, (i) 24 Avril, et (j) 10 Mai 2015.

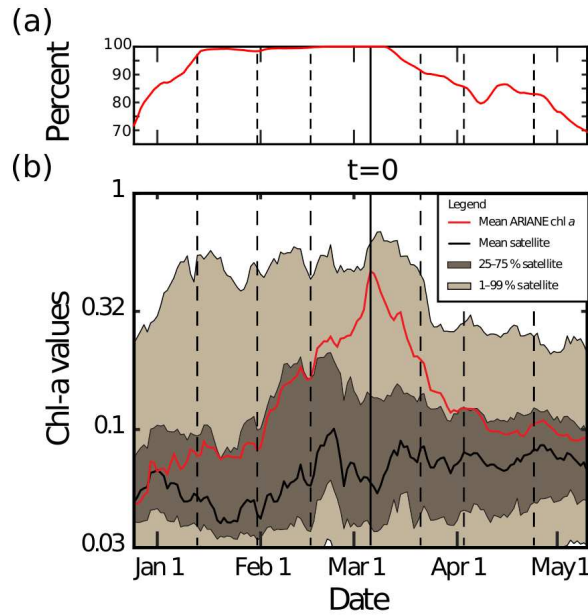


FIGURE 4.16 – Statistiques des trajectoires des particules Lagrangiennes, du 24 Décembre 2014 au 10 Mai 2015, avec une initialisation le 6 Mars, indiquée par une ligne verticale noire et les dates de la Figure 4.15 par des lignes pointillées noires. (a) Pourcentage de particules à l’intérieur du bloom, dans la région entre 184-192°E et 22-16°S. (b) Valeurs moyennes de Chl *a* interpolées pour toutes les particules Lagrangiennes pendant les intégrations en avant et à rebours dans le temps en rouge, avec les moyennes journalières de Chl *a* des données satellites en noir. Les surfaces sombres représentent les régions entre le 25^{ème} et 75^{ème} centils, et les surfaces claires les 1^{er} et 99^{ème} centils.

une initialisation des particules dans le patch de Chl *a* le 13 Janvier ne représente pas bien la quantité de particules dans le bloom les 6 et 21 Mars. Cette limitation peut être due au caractère réactif du traceur ou encore à des mouvements non-résolus par l’altimétrie, comme certains processus sous-mésoéchelles. Par conséquent, la capacité des particules Lagrangiennes à rester dans la région d’intérêt et à représenter de façon cohérente les fortes concentrations en Chl *a* témoigne de l’influence de la circulation à mésoéchelle pour transporter le bloom même si les positions des particules après deux mois d’advection sont à considérer avec précaution.

Malgré l’absence de données *in situ*, au moment de l’apparition du bloom, cette vision dynamique et temporelle fait émerger un schéma d’évolution du bloom. Premièrement, la position du bloom près des îles le 13 Janvier, concordant avec la position des particules Lagrangiennes, suggère qu’un effet d’île pourrait être à l’origine du bloom. L’effet d’île est un mécanisme d’enrichissement biologique des eaux par l’apport de nutriments, notamment le fer (Fe) qui est un facteur limitant dans cette région [MARTINEZ et MAAMAATUAIAHUTAPU, 2004]. L’apport de Fe près des îles peut favoriser la diazotrophie qui peut soutenir le bloom en apportant de l’azote nouveau dans la colonne d’eau. Cette hypothèse est plus que raisonnable car l’enrichissement des organismes fixateurs d’azote près des îles et leur transport (avec la production primaire issue de la diazotrophie) a déjà été documenté [DUPOUY et al., 2013; SHIOZAKI et al., 2013]. Dans un second temps, le déplacement des structures FSLE et des particules Lagrangiennes font apparaître

une advection générale du bloom vers l'Est. Ce déplacement vers l'Est n'est pas intuitif, a priori, car à la fois le SEC et les structures mésoéchelles se propagent vers l'Ouest dans cette zone. Cette propagation est bien représentée par les filaments FSLE, orientés Nord-Sud, qui se déplacent vers l'Ouest (Fig. 4.15b-d et f-g). L'advection vers l'Est du bloom est toutefois raisonnable car il survient dans des eaux en dehors des structures cohérentes qui se déplacent vers l'Ouest. Lorsque le bloom disparaît, une grande partie des particules Lagrangiennes se déplacent vers l'Ouest en suivant la circulation moyenne (Fig. 4.15h-j). Enfin il a été montré précédemment le même type de déplacement vers l'Est entre le groupe d'îles et la station LDB (voir Chapitre 3 Section 3.5.2, [ROUSSELET et al. \[2018\]](#)). L'évolution du bloom entre son apparition près des îles et son maintien pendant son transport vers l'Est n'est peut être qu'une coïncidence. Cependant, les observations, satellites et Lagrangiennes, mettent, une fois de plus, en évidence le rôle complexe de la circulation à mésoéchelle, même en dehors des structures cohérentes, sur le transport de la production biologique.

4.4 Conclusions

Les observations constatées sur les deux sites identifiés par l'analyse grande échelle du WTSP (cf. Chapitre 3), confirment les hypothèses sur l'influence de la circulation mésoéchelle dans ces deux régions. En effet dans le Chapitre 3, nous avons identifié des trajectoires mésoéchelles contre-intuitives en surface à la fois en mer de Corail et également dans la zone de transition entre les eaux Mélanésiennes et le gyre du Pacifique Sud ($\sim 170^\circ\text{O}$). Dans ce Chapitre, nous documentons des observations de l'influence de ces trajectoires sur le transport de masses d'eau, en surface et sur la verticale.

En mer de Corail, l'analyse des masses d'eau échantillonnées à la fois par des profils CTD (campagne *Bifurcation*) et d'un flotteur Argo, conjointement avec l'étude de l'activité mésoéchelle par satellite, a permis d'identifier un tourbillon anticyclonique qui transporte des eaux du NVJ sur le chemin des eaux du NCJ. Cette observation soutient le rôle important des tourbillons océaniques sur le transfert de chaleur, de sel, d'oxygène et d'autres traceurs, et par conséquent sur le mélange des masses d'eau [[EADY, 1957](#); [MORROW et al., 2003](#)]. L'analyse Lagrangienne de la trajectoire des masses d'eau confirme l'observation synoptique et identifie de façon constante la connexion entre le NVJ et le NCJ, par un transport méridional induit par la circulation des tourbillons. L'analyse Lagrangienne suggère que les anticyclones sont les contributeurs majeurs de cette connexion et soulève également la problématique de déterminer les origines et trajets des masses d'eau dans des régions soumises à une activité mésoéchelle intense.

Dans la zone de transition du WTSP, les données physiques issues de mesures satellites per-

mettent de mettre en évidence le rôle primordial de la circulation à mésoéchelle sur l'advection du bloom. L'analyse conjointe des différents jeux de données fait ressortir une histoire acceptable de l'évolution du bloom en surface : 1) des eaux enrichies en Fe au contact d'un groupe d'îles ont favorisé la production primaire par fixation d'azote ; 2) le bloom est étiré, déformé et transporté vers l'Est, dans la direction contraire à la circulation générale, sur de grandes distances par la circulation à mésoéchelle avant de disparaître. Cette observation synoptique montre l'influence du transport de masses d'eau sur le développement biologique dans une région oligotrophe.

Les prochaines études devront donc prendre en compte le rôle complexe de la mésoéchelle sur le transport, le mélange et la distribution des masses d'eau dans les régions où l'énergie cinétique de la turbulence est importante. En particulier dans le WTSP, région oligotrophique, les mécanismes de transport par la mésoéchelle peuvent être cruciaux pour le développement biologique. Le trajet indirect des eaux du NVJ offre également une nouvelle vision de la dynamique en mer de Corail.

Bibliographie

- BURRAGE, D., S. CRAVATTE, P. DUTRIEUX, A. GANACHAUD, R. HUGHES, W. KESSLER, A. MELET, C. STEINBERG et A. SCHILLER. 2012, «Naming a western boundary current from Australia to the Solomon Sea», *CLIVAR Exchanges*, vol. 17, n° 58; 1. 85
- CHELTON, D. B., M. G. SCHLAX et R. M. SAMELSON. 2011, «Global observations of nonlinear mesoscale eddies», *Prog. Oceanogr.*, vol. 91, n° 2, p. 167–216. 87, 89
- CHELTON, D. B., M. G. SCHLAX, R. M. SAMELSON et R. A. DE SZOEKE. 2007, «Global observations of large oceanic eddies», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 34, n° 15. 86, 87, 89, 105
- CHOUKROUN, S., P. V. RIDD, R. BRINKMAN et L. I. MCKINNA. 2010, «On the surface circulation in the western Coral Sea and residence times in the Great Barrier Reef», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 115, n° C6. 85, 87
- COUVELARD, X., P. MARCHESIELLO, L. GOURDEAU et J. LEFÈVRE. 2008, «Barotropic zonal jets induced by islands in the southwest Pacific», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 38, n° 10, p. 2185–2204. 86
- DOGLIOLI, A., M. VENEZIANI, B. BLANKE, S. SPEICH et A. GRIFFA. 2006, «A Lagrangian analysis of the Indian-Atlantic interocean exchange in a regional model», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 33, n° 14. 90
- DUPOUY, C., D. BENIELLI-GARY, J. NEVEUX, Y. DANDONNEAU et T. WESTBERRY. 2013, «An algorithm for detecting *Trichodesmium* surface blooms in the South Western Tropical Pacific», *Biogeosciences*, vol. 8, p. 3631–3647. 112
- EADY, E. 1957, «The general circulation of the atmosphere and oceans», . 113
- EARLY, J. J., R. SAMELSON et D. B. CHELTON. 2011, «The evolution and propagation of quasigeostrophic ocean Eddies*», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 41, n° 8, p. 1535–1555. 98, 105
- EMERY, W. 2001, «Water types and water masses», *Enc. Ocean Sci.*, vol. 6, p. 3179–3187. 86
- FIEUX, M., R. MOLCARD et R. MORROW. 2005, «Water properties and transport of the Leeuwin Current and eddies off Western Australia», *Deep-Sea Res. I*, vol. 52, n° 9, p. 1617–1635. 89
- GANACHAUD, A., S. CRAVATTE, A. MELET, A. SCHILLER, N. HOLBROOK, B. SLOYAN, M. WIDLANSKY, M. BOWEN, J. VERRON, P. WILES et al.. 2014, «The Southwest Pacific Ocean circulation and climate experiment (SPICE)», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 119, n° 11, p. 7660–7686. 84, 85, 86, 106
- GANACHAUD, A., L. GOURDEAU et W. KESSLER. 2008, «Bifurcation of the Subtropical South Equatorial Current against New Caledonia in December 2004 from a Hydrographic Inverse Box Model*», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 38, n° 9, p. 2072–2084. 85, 89
- GASPARIN, F. 2012, *Caractéristiques des Masses d'Eau, Transport de Masse et Variabilité de la Circulation Océanique en mer de Corail (Pacifique sud-ouest)*, thèse de doctorat, Université Toulouse III - Paul Sabatier, Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E). 86, 87
- GASPARIN, F., C. MAES, J. SUDRE, V. GARCON et A. GANACHAUD. 2014, «Water mass analysis of the Coral Sea through an Optimum Multiparameter method», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 119, n° 10, p. 7229–7244. 86, 87, 91, 92, 93, 95, 96, 104, 105
- GOURDEAU, L., W. KESSLER, R. DAVIS, J. SHERMAN, C. MAES et E. KESTENARE. 2008, «Zonal jets entering the Coral Sea», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 38(3), n° 715–725. 86
- HRISTOVA, H. G., W. S. KESSLER, J. C. MCWILLIAMS et M. J. MOLEMAKER. 2014, «Mesoscale variability and its seasonality in the Solomon and Coral Seas», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 119, n° 7, p. 4669–4687. 86
- HU, Z., A. PETRENKO, A. DOGLIOLI et I. DEKEYSER. 2011, «Study of a mesoscale anticyclonic eddy in the western part of the Gulf of Lion», *J. Mar. Sys.*, vol. 88, n° 1, p. 3–11. 91
- KANEKO, H., S. ITOH, S. KOUKETSU, T. OKUNISHI, S. HOSODA et T. SUGA. 2015, «Evolution and modulation of a poleward-propagating anticyclonic eddy along the Japan and Kuril-Kamchatka trenches», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 120, p. 4418–4440. 105

- KERSALE, M., A. PETRENKO, A. DOGLIOLI, I. DEKEYSER et F. NENCIOLI. 2013, «Physical characteristics and dynamics of the coastal Latex09 Eddy derived from in situ data and numerical modeling», *J. Geophys. Res-O.*, vol. 118, n° 1, p. 399–409. 91
- KESSLER, W. et S. CRAVATTE. 2013a, «Mean circulation of Coral Sea», *J. Geophys. Res-O.*, vol. 118, p. 1–26. Doi :10.1002/2013JC009117. 85, 86, 87, 106
- KESSLER, W. S. et S. CRAVATTE. 2013b, «ENSO and short-term variability of the South Equatorial Current entering the Coral Sea», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 43, n° 5, p. 956–969. 87, 106
- KESSLER, W. S. et L. GOURDEAU. 2007, «The Annual Cycle of Circulation of the Southwest Subtropical Pacific, Analyzed in an Ocean GCM*», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 37, n° 6, p. 1610–1627. 86
- KIRWAN JR, A., M. TONER et L. KANTHA. 2003, «Predictability, uncertainty, and hyperbolicity in the ocean», *International journal of engineering science*, vol. 41, n° 3-5, p. 249–258.
- KOROTAEV, G. K. et A. B. FEDOTOV. 1994, «Dynamics of an isolated barotropic eddy on a beta-plane», *J. Fluid Mech.*, vol. 264, p. 277–301. 98
- LUMPKIN, R. 2016, «Global characteristics of coherent vortices from surface drifter trajectories», *J. Geophys. Res-O.*, vol. 121. Doi :10.1002/2015JC011435. 105
- MAES, C. 2012, «BIFURCATION cruise, Alis R/V», Doi :10.17600/12100100. 84, 85
- MAES, C., B. DEWITTE, J. SUDRE, V. GARCON et D. VARILLON. 2013, «Small-scale features of temperature and salinity surface fields in the Coral Sea», Doi :10.1002/jgrc.20344. 84
- MAES, C., L. GOURDEAU, X. COUVELARD et A. GANACHAUD. 2007, «What are the origins of the Antarctic Intermediate Waters transported by the North Caledonian Jet?», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 34, n° 21. 87, 92, 105
- MARTINEZ, E. et K. MAAMAATUAIHUTAPU. 2004, «Island mass effect in the Marquesas Islands : Time variation», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 31, n° 18. 112
- MORROW, R., F. FANG, M. FIEUX et R. MOLCARD. 2003, «Anatomy of three warm-core Leeuwin Current eddies», *Deep-Sea Res. II*, vol. 50, n° 12, p. 2229–2243. 89, 113
- MOUTIN, T. et S. BONNET. 2015, «OUTPACE cruise, RV L'Atalante», Doi :10.17600/15000900. 84
- QIU, B., S. CHEN et W. S. KESSLER. 2009, «Source of the 70-Day Mesoscale Eddy Variability in the Coral Sea and the North Fiji Basin*», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 39, n° 2, p. 404–420. 85, 86, 87, 105, 106
- RIDGWAY, K. et J. DUNN. 2003, «Mesoscale structure of the mean East Australian Current System and its relationship with topography», *Prog. Oceanogr.*, vol. 56, n° 2, p. 189–222. 85
- ROCHFORD, D. 1968, «The continuity of water masses along the western boundary of the Tasman and Coral Seas», *Mar. Fresh. Res.*, vol. 19, n° 2, p. 77–90. 92
- ROGÉ, M., R. A. MORROW et G. DENCAUSSE. 2015, «Altimetric Lagrangian advection to reconstruct Pacific Ocean fine-scale surface tracer fields», *Ocean Dynam.*, vol. 65, n° 9-10, p. 1249–1268. 87
- ROUSSELET, L., A. DE VERNEIL, A. M. DOGLIOLI, A. A. PETRENKO, S. DUHAMEL, C. MAES et B. BLANKE. 2018, «Large- to submesoscale surface circulation and its implications on biogeochemical/biological horizontal distributions during the OUTPACE cruise (southwest Pacific)», *Biogeosciences*, vol. 15, n° 8, doi : 10.5194/bg-15-2411-2018, p. 2411–2431. URL <https://www.biogeosciences.net/15/2411/2018/>. 84, 100, 113
- RYPINA, I. I., L. J. PRATT, J. PULLEN, J. LEVIN et A. L. GORDON. 2010, «Chaotic advection in an archipelago», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 40, n° 9, p. 1988–2006.
- SHIOZAKI, T., T. KODAMA, S. KITAJIMA, M. SATO et K. FURUYA. 2013, «Advective transport of diazotrophs and importance of their nitrogen fixation on new and primary production in the western Pacific warm pool», *Limnol. Oceanogr.-Meth.*, vol. 58, n° 1, p. 49–60. 112

- SOKOLOV, S. et S. RINTOUL. 2000, «Circulation and water masses of the southwest Pacific : WOCE section P11, Papua New Guinea to Tasmania», *J. Mar. Res.*, vol. 58, n° 2, p. 223–268. 85, 86
- THOMPSON, R. et G. VERONIS. 1980, «Transport calculations in the Tasman and Coral seas», *Deep-Sea Res. I*, vol. 27, n° 5, p. 303–323. 87
- TOMCZAK, M. et J. S. GODFREY. 2013, *Regional oceanography : an introduction*, Elsevier. 86, 91, 100, 104, 105
- TOMCZAK, M. et D. HAO. 1989, «Water masses in the thermocline of the Coral Sea», *Deep-Sea Res. I*, vol. 36, n° 10, p. 1503–1514. 86, 87, 92, 94
- DE VERNEIL, A., L. ROUSSELET, A. M. DOGLIOLI, A. A. PETRENKO et T. MOUTIN. 2017, «The fate of a southwest Pacific bloom : gauging the impact of submesoscale vs. mesoscale circulation on biological gradients in the subtropics», *Biogeosciences*, vol. 14, n° 14, doi:10.5194/bg-14-3471-2017, p. 3471–3486. URL <https://www.biogeosciences.net/14/3471/2017/>. 107, 108, LXXXVII
- WEBB, D. 2000, «Evidence for shallow zonal jets in the South Equatorial Current region of the southwest Pacific», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 30(4), n° 706–720. 85, 87
- WYRTKI, K. 1962, «The Subsurface Water Masses in the Western South Pacific Ocean», *Aust J Mar Fresh Res.*, vol. 13(1), p. 18–47. 86

Influence de la sous-mésoéchelle sur la distribution de matière

Sommaire

5.1	Avant-propos	122
5.2	Influence des fronts sur la distribution des espèces phytoplanctoniques en surface : Étude de cas dans le Pacifique Sud-Ouest	123
5.3	Effets des mouvements verticaux sur la distribution de matière biogéochimique : Étude de cas en mer Ligure	127
5.3.1	Introduction	128
5.3.2	Observations fine-échelle de la structure cyclonique	130
5.3.3	Dynamiques horizontales et verticales 3-D	132
5.3.4	Influence des mouvements verticaux sur un traceur biogéochimique	134
5.3.5	Discussion	137
	Sources et incertitudes sur les vitesses verticales estimées	137
	Distribution des particules : un traceur de l'advection verticale	139
	Contexte grande échelle et saisonnier	141
	Origines de la couche dessalée de sub-surface	144
5.4	Conclusions	145
5.5	Informations supplémentaires	147
	Bibliographie	150

5.1 Avant-propos

En suivant la décroissance d'échelle, nous allons, dans ce chapitre, nous intéresser aux effets de l'advection sous-mésoéchelle sur la distribution de matière biogéochimique. En effet dans le Chapitre 3 nous avons introduit et quantifié l'influence des structures frontales de sous-mésoéchelle sur les gradients de grandeurs physiques : la température et la salinité (et la densité résultante). Le principal objectif de ce chapitre est d'étudier la distribution fine-échelle de variables biogéochimiques et/ou biologiques, ainsi que les processus (sous)mésoéchelle qui engendrent cette distribution. Cette étude représente un véritable challenge car elle requiert de disposer de données à haute-résolution, spatiales et temporelles pour accéder aux échelles typiques de la sous-mésoéchelle simultanément pour les variables physiques et biogéochimiques. Deux analyses différentes présentent ces caractéristiques et sont exposées dans la suite de ce chapitre pour illustrer : 1) les effets de la présence de fronts sous-mésoéchelles de surface sur la distribution horizontale du phytoplancton ; 2) l'influence des vitesses agéostrophiques sur la distribution verticale des particules en suspension.

Pendant la campagne *OUTPACE*, des variables biogéochimiques ainsi que l'abondance des microorganismes ont été échantillonnées à haute-fréquence le long de deux sections originales. Ces dernières ont été réalisées aux stations LDA et LDB, soit dans les deux régions identifiées précédemment pour leur forte activité mésoéchelle. L'interaction et les effets d'étirement entre les structures mésoéchelles laissent supposer que l'influence de la sous-mésoéchelle peut être observée dans ces deux régions. En particulier, nous proposons ici de se focaliser sur l'influence des structures frontales, identifiées par les FSLE précédemment (cf. Chapitre 3 Section 3.6), sur la distribution en surface de différentes espèces de phytoplancton en comparant ces deux jeux de données. Ces résultats sont intégrés dans l'article de [ROUSSELET et al. \[2018\]](#) publié dans la revue *Biogeosciences* (voir Chapitre 3) et sont présentés dans la section 5.2.

L'influence des mouvements verticaux peut être évaluée grâce aux données de la campagne *OSCAHR* effectuée en mer Ligure (Oct-Nov 2015). En effet, un échantillonnage 2-D («alongtrack», vertical) haute-résolution exécuté avec un MVP permet d'étudier et de reconstruire la structure 3-D de la circulation cyclonique étudiée. Ces données *in situ* ont été prélevées à l'intérieur d'une structure aux caractéristiques physiques et biogéochimiques particulièrement intéressantes. En effet, une remontée des isopycnes au centre de la structure est associée, d'une part à un cœur froid et enrichi qui est dominé par des picocyanobactéries *Prochlorococcus* en surface, et d'autre part à des eaux plus chaudes et pauvres dominées par des *Synechococcus* sur les bords [[MARREC et al., 2018](#)]. Ainsi, l'estimation des vitesses agéostrophiques verticales à l'intérieur de cette structure permet d'analyser sa dynamique verticale intrinsèque. Le couplage avec des données biogéochimiques *in situ* d'abondance en particules permet d'identifier l'influence des mouvements verticaux sur la

distribution fine-échelle des particules observées. Cette analyse est exposée dans la Section 5.3.

5.2 Influence des fronts sur la distribution des espèces phytoplanctoniques en surface : Étude de cas dans le Pacifique Sud-Ouest

Dans l'Océan Pacifique Nord, les organismes fixateur d'azote atmosphérique comme *Trichodesmium spp.* soutiennent fortement la production primaire et se concentrent autour de structures de fine-échelle [CHURCH et al., 2009; FONG et al., 2008; GUIDI et al., 2012]. Dans le WTSP, BONNET et al. [2015] ont suggéré que les abondances de *Trichodesmium spp.* pourrait suivre la distribution des gradients. LÉVY et al. [2015] ont montré que la génération de fronts peut mettre en contact des populations phytoplanctoniques caractérisées, par conséquent, par une plus grande diversité de microorganismes et d'espèces se développant plus rapidement. De ce fait, l'activité de sous-mésoéchelle peut influencer la structure même des communautés planctoniques.

Pour tester l'hypothèse de BONNET et al. [2015] deux sections dites «haute-fréquence» ont été réalisées pendant la campagne *OUTPACE*. Le long de ces deux sections l'abondance de différents groupes de plancton ainsi que certains paramètres biogéochimiques ont été mesurés à haute-résolution (\approx tous les 5 km). Ces deux segments ont été effectués dans les deux zones du Pacifique Sud où l'activité mésoéchelle semble avoir une forte influence (cf. Chapitre 3) : la zone de transition entre les eaux Mélanésiennes et les eaux du gyre (autour de la station LDB) et l'entrée de la mer de Corail (autour de la station LDA). L'échantillonnage haute-fréquence à LDB traverse du Nord au Sud le bloom décrit par DE VERNEIL et al. [2017] et dans le Chapitre 4 (Section 4.3 (Fig. 5.1)). Une forte concentration en bactéries est observée au centre du bloom alors que cette concentration décroît en sortant de cette structure. Une barrière physique apparaît près du centre de cette section. Cette barrière coïncide avec un fort gradient en masse volumique identifié par notre méthodologie introduite dans le Chapitre 3 (Section 3.3.2). Cette structure sous-mésoéchelle est également associée à une baisse importante de la concentration en Chl *a* (Fig. 5.2). Les variations en abondance de *Synechococcus*, *High Nucleic Acid* (HNA) et *Low Nucleic Acid* (LNA) (bactéries en général) suivent le modèle de la Chl *a* en surface. Nous pouvons également noter la légère baisse en abondance de PicoPhytoEucaryotes (PPE) au Sud du front. Les *Prochlorococcus* présentent une variation différente : l'abondance semble augmenter au niveau du front et diminuer au Sud du front. Une forte augmentation du temps de renouvellement du DIP est observée après le front. Le phosphate est rapidement consommé à l'intérieur du bloom comme le montrent les temps de renouvellement du DIP très faibles. Le front, détecté par les FSLE, semble donc créer une barrière pour certains organismes qui se développent et s'accumulent d'un côté du front comme l'indiquent la forte concentration en Chl *a* de surface (pic à $8 \mu\text{g L}^{-1}$) et la faible concentration en

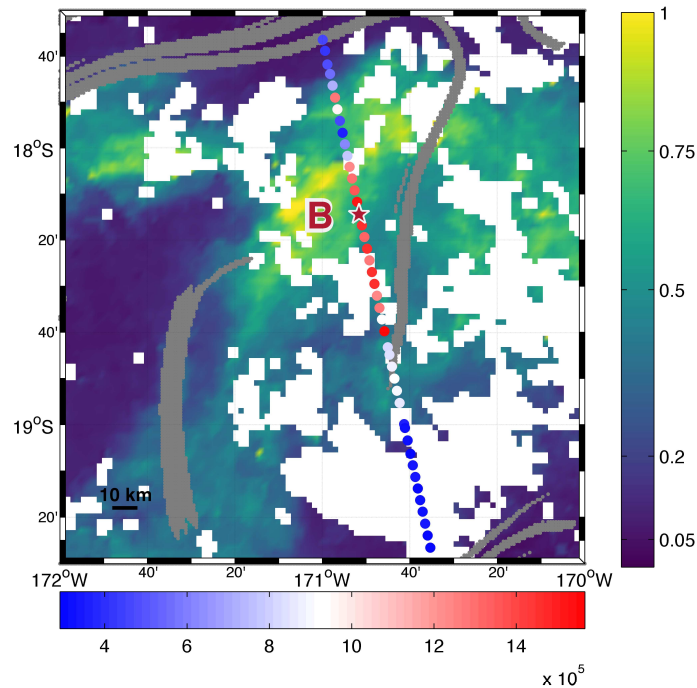


FIGURE 5.1 – Concentration en Chl *a* (mg m^{-3} , barre de couleur) satellite (CLS) du 13 Mars 2015. L'abondance des bactéries (cellules mL^{-1} , barre de couleur rouge et bleu) échantillonnée pendant LDB est superposée. Les fronts détectés par les FSLE (valeur $> 0.05 \text{ jour}^{-1}$) sont indiqués en gris. La station LDB est localisée par l'étoile rouge. Les pixels blancs représentent les données satellites manquantes dues aux nuages.

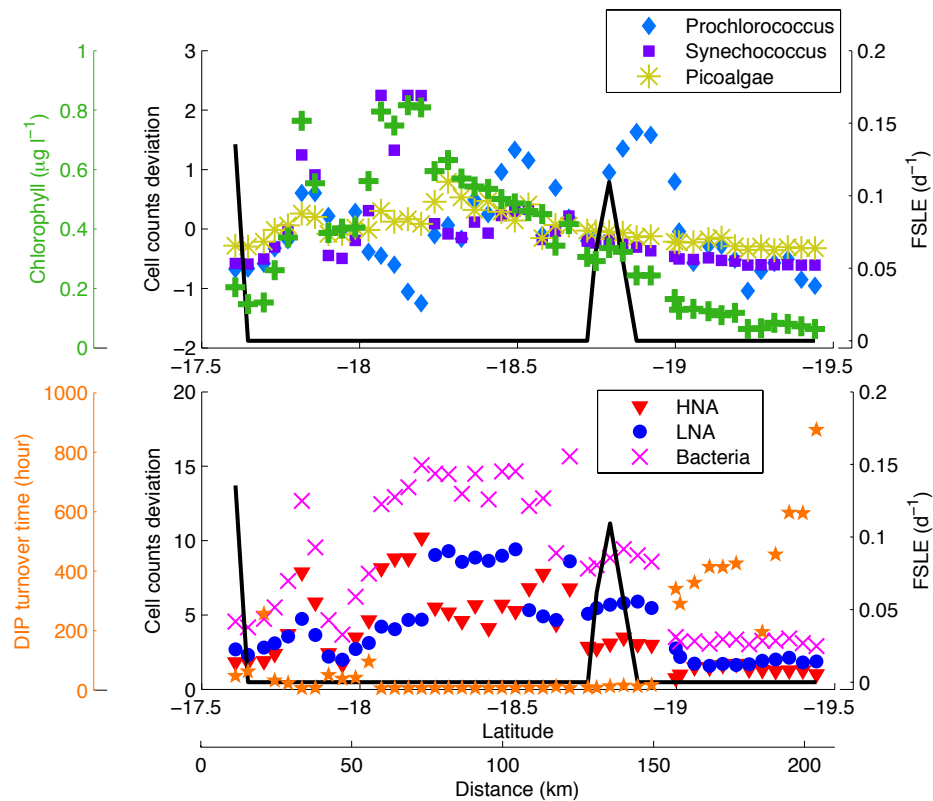


FIGURE 5.2 – Écart à la moyenne de l'abondance des *Prochlorococcus*, *Synechococcus*, PicoPhytoEucaryotes (PPE) et bactéries (HNA et LNA). Les valeurs de FSLE (jour^{-1} , ligne noire), la concentration en Chl *a* de surface ($\mu\text{g L}^{-1}$, croix vertes) et le temps de renouvellement du DIP (heures, étoiles oranges), obtenus le long de la section LDB sont également superposés.

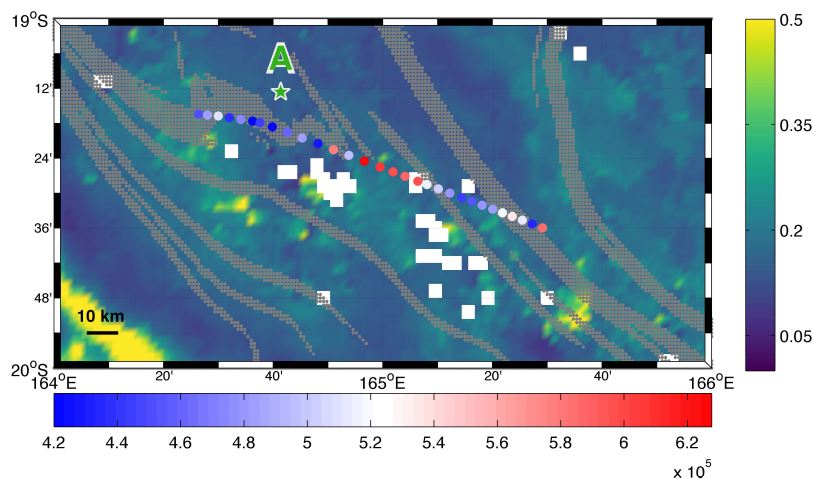


FIGURE 5.3 – Concentration en Chl *a* (mg m^{-3} , barre de couleur) satellite (CLS) du 3 Mars 2015. L'abondance des bactéries (cellules mL^{-1} , barre de couleur rouge et bleu) échantillonnée pendant LDA est superposée. Les fronts détectés par les FSLE (valeur $> 0.05 \text{ jour}^{-1}$) sont indiqués en gris. La station LDA est localisée par l'étoile verte. Les pixels blancs représentent les données satellites manquantes dues aux nuages.

phosphate.

À la station LDA (Fig. 5.3), nous pouvons remarquer une région de forte abondance en bactéries à $165^{\circ}\text{E } 15'$ bordée par deux barrières à l'écoulement identifiées par les valeurs de FSLE. Cette tendance est confirmée sur la Figure 5.4 qui montre une augmentation relative de l'abondance des *Prochlorococcus* et des bactéries (HNA et LNA) associée à un pic de FSLE au $45^{\text{ième}}$ km de la section haute-fréquence ($\approx 164.85^{\circ}\text{E}$). Il est intéressant de noter qu'au même moment l'abondance des PPE semble diminuer. Ces observations semblent indiquer que, dans cette zone, les conditions qui sont plutôt favorables pour les bactéries et les picocyanobactéries, ne le sont pas vraiment pour les PPE. Au contraire, un autre pic de FSLE à 75 km est caractérisé par une diminution des *Prochlorococcus* et des bactéries (HNA et LNA) alors que l'abondance des PPE s'accroît. La concentration en surface de Chl *a* suit la même tendance que l'abondance des *Prochlorococcus* et des bactéries, avec une légère augmentation de la concentration ($0.3 \mu\text{g l}^{-1}$) dans la zone délimitée par les deux FSLEs. En revanche, dans ce cas spécifique, l'abondance des *Synechococcus* ne présente aucune variation associée à la présence d'une structure sous-mésoéchelle. Un autre pic de Chl *a* est remarquable aux alentours de 30 km ($0.4 \mu\text{g l}^{-1}$). Cependant ce dernier ne semble pas être associé aux organismes analysés par cytométrie dans cette étude.

Les observations précédentes suggèrent que les barrières de transport, détectées avec les FSLE, peuvent influencer la structure de la communauté phytoplanctonique en séparant (front divergent) ou concentrant (front convergent) certains groupes. Dans le cas d'étude à la station LDB, le front semble être un obstacle infranchissable le long duquel des groupes picoplanctoniques s'aggrègent. Par conséquent, les bactéries et le phytoplancton se développent fortement d'un côté du front alors que, de l'autre côté, les abondances en organismes sont très faibles. D'après [MANN et LAZIER](#)

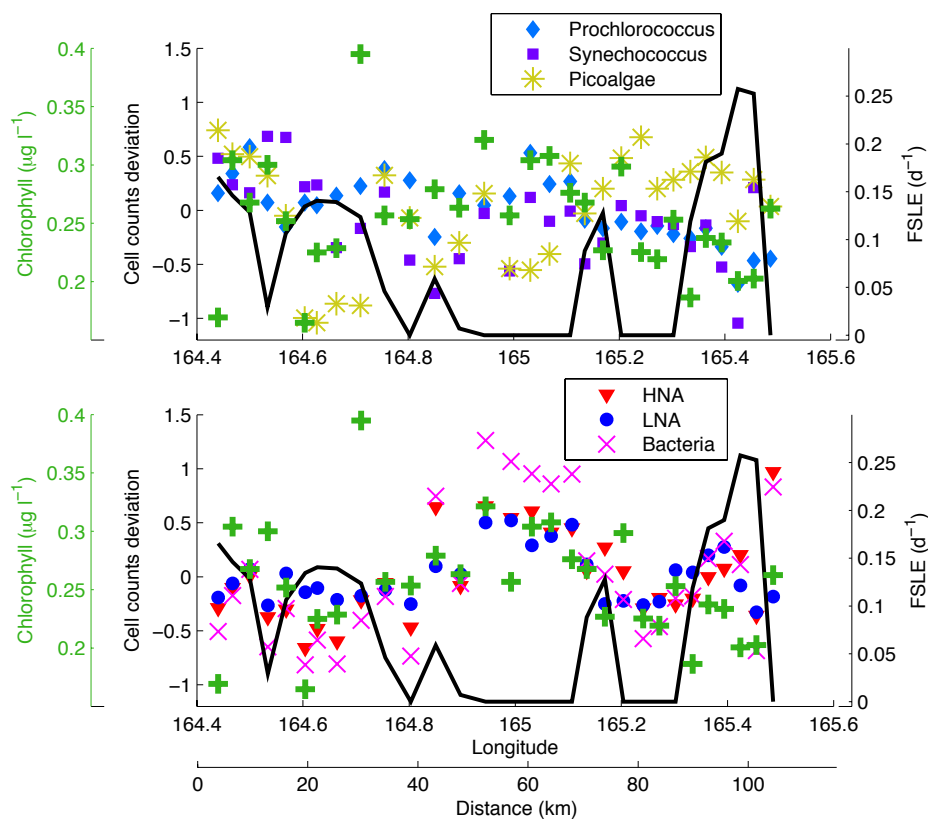


FIGURE 5.4 – Écart à la moyenne de l'abondance des *Prochlorococcus*, *Synechococcus*, PPE et bactéries (HNA et LNA). Les valeurs de FSLE (jour^{-1} , ligne noire), la concentration en Chl *a* de surface ($\mu\text{g L}^{-1}$, croix vertes), obtenus le long de la section LDA sont également superposées.

[2013], la croissance du phytoplancton pourrait être stimulée au niveau d'agrégats dans lesquels ils utilisent facilement les nutriments libérés par la décomposition bactérienne de la matière organique. Ce phénomène pourrait expliquer pourquoi l'abondance est plus importante d'un côté du front et pas de l'autre. En effet, l'abondance totale de micro-organismes d'un côté du front pourrait être dû à l'effet conjugué de la circulation sous-mésoscale qui génère une accumulation et de la dynamique biologique qui est accrue au sein d'agrégats. Ce processus pourrait également participer au soutien et à la persistance du bloom. En effet, le bloom pourrait être maintenu dans le temps par la structure sous-mésoscale qui amène à une accumulation de microorganismes qui bénéficient les uns des autres pour leur développement. Nous avons identifié précédemment l'influence des processus de transport horizontaux mésoscales dans la formation du bloom et l'influence des structures de sous-mésoscales pour délimiter l'extension horizontale du bloom (cf. Chapitre 4, Section 4.3). Tous ces résultats démontrent l'importance des processus horizontaux de sous-mésoscales dans la dynamique du bloom et sur la distribution des communautés phytoplanctoniques.

Les observations à la station LDB indiquent que la sous-mésoscale peut créer des conditions favorables au développement de certains groupes planctoniques aux dépens d'autres. Un phénomène similaire est visible à la station LDA : l'abondance des PPE diminue alors que celle

des bactéries augmente à l'intérieur de la région bordée par deux FSLEs. Cette observation indique probablement que les PPE ne trouvent pas d'avantages particuliers entre ces structures. Par conséquent, les fronts physiques structurent, non seulement la distribution spatiale des organismes en créant des barrières, mais semblent également créer des régions frontalières caractérisées par des structures de communautés phytoplanctoniques, des abondances et des diversités différentes. Effectivement, l'effet des structures fine-échelles sur la diversité et les assemblages phytoplanctoniques ainsi que sur la délimitation de niches écologiques de différents groupes de phytoplanctons ont déjà été démontrés grâce à la modélisation [D'OIDIO et al., 2010; LÉVY et al., 2014]. En accord avec ces précédents résultats numériques, nos observations *in situ* montrent que la croissance microbienne peut bénéficier des conditions créées par les processus horizontaux de frontogénèse. MARREC et al. [2018] ont également mis en évidence une distribution particulière de groupes phytoplanctoniques à l'intérieur et à l'extérieur d'une structure mésoéchelle, démontrant ainsi l'effet structurant des dynamiques (sous)mésoéchelles sur les communautés phytoplanctoniques. Il est également intéressant de noter que, dans nos cas d'études, la distribution horizontale de certains groupes picoplanctoniques n'est pas forcément impactée par la présence d'une structure sous-mésoéchelle, comme par exemple les *Synechococcus* à la station LDA, ou répondent avec une dynamique différente, comme les *Prochlorococcus* à la station LDB. Ces observations mettent en évidence que la présence d'une structure sous-mésoéchelle est un facteur important qui pilote les variations horizontales des communautés. En effet, certaines tendances peuvent être expliquées par des dynamiques biologiques inhérentes au développement biologique.

Ces deux exemples illustrent, grâce à des observations originales, différents effets des processus horizontaux sous-mésoéchelles sur la structuration des communautés phytoplanctoniques.

5.3 Effets des mouvements verticaux sur la distribution de matière biogéochimique : Étude de cas en mer Ligure

Après avoir mis en évidence l'influence horizontale de la sous-mésoéchelle sur la distribution en surface des communautés phytoplanctoniques, nous allons nous intéresser aux effets des mouvements verticaux sur la distribution de particules en suspension. Pour cela, nous allons utiliser les données haute-résolution acquises pendant la campagne OSCAHR réalisée en mer Méditerranée. Cette étude, présentée dans la suite, fait l'objet d'un article soumis à la revue *Journal of Geophysical Research : Oceans*.

Vertical motions in a fine-scale cyclonic structure observed in the Ligurian Sea and their effects on a biogeochemical tracer

L. Rousselet¹, A.M. Doglioli¹, A. de Verneil², A. Pietri³, A. Della Penna⁴, L. Berline¹, P. Marrec¹, G. Grégori¹, M. Thyssen¹, F. Carlotti¹, S. Barillon¹, F. Simon-Bot¹, M. Bonal⁵, E. d'Ovidio³, and A. Petrenko¹

Received : 19 July 2018

Journal of Geophysical Research : Oceans, pre-print disponible [ici](#)

5.3.1 Introduction

La circulation générale et le système frontal qui régulent la dynamique physique et biologique de la mer Ligure, en Méditerranée occidentale, sont aujourd'hui bien connus. Cependant, les processus de (sous)mésoéchelles qui surviennent au sein de cette circulation globale ne sont pas encore résolus [PASCUAL et al., 2017]. L'importance de ces dynamiques est pourtant bien identifiée dans le transport horizontal de matières biogéochimiques [DANDONNEAU et al., 2003; D'OVIDIO et al., 2010; HERNÁNDEZ-CARRASCO et al., 2018; KLEIN et LAPEYRE, 2009; MCGILICUDDY, 2016; PERRUCHE et al., 2011; WILLIAMS et FOLLOWS, 1998]. Les structures de sous-mésoéchelles peuvent également influencer les dynamiques biologiques via des mouvements verticaux. La distribution fine-échelle des vitesses verticales est un élément clé dans la compréhension des effets à petite échelle des structures telles que les tourbillons, les fronts ou les méandres [STRASS, 1994]. La production primaire, et plus généralement l'activité biologique, entraînées par les structures de (sous)mésoéchelle, peuvent fortement dépendre de l'advection verticale qui approvisionne en nutriments les couches supérieures [LÉVY et al., 2012; MAHADEVAN, 2016; MARTIN et al., 2001]. L'estimation des vitesses verticales, à partir de données *in situ*, est devenu un défi important dans l'étude des dynamiques fine-échelles. Cependant, ce diagnostic nécessite l'échantillonnage spécifique à haute-résolution d'une structure d'intérêt, pour pouvoir évaluer les champs 3-D de masse volumique et de vitesses horizontales. La version \mathbf{Q} -vector de l'équation- ω (cf. Chapitre 2, Section 2.3.2), fréquemment utilisée dans la littérature pour diagnostiquer des vitesses verticales, a été désignée comme la plus stable et la plus précise [FIEKAS et al., 1994; STRASS, 1994; TINTORÉ et al., 1991].. Cette méthode estime, en théorie quasigéostrophique, les vitesses verticales agéostrophiques qui tendent à rétablir l'équilibre du vent thermique détruit par le mouvement géostrophique (voir Chapitre 2 Section 2.3.2).

En raison de leurs échelles typiques et de leurs natures éphémères, l'étude des structures de (sous)mésoéchelle et leurs interactions avec la biogéochimie et la biologie nécessite le développement de techniques innovantes d'observation. Dans ce contexte, la campagne *OSCAHR* [DOGLIOLI, 2015] s'est intéressée à une circulation cyclonique, localisée en mer Ligure et échantillon-

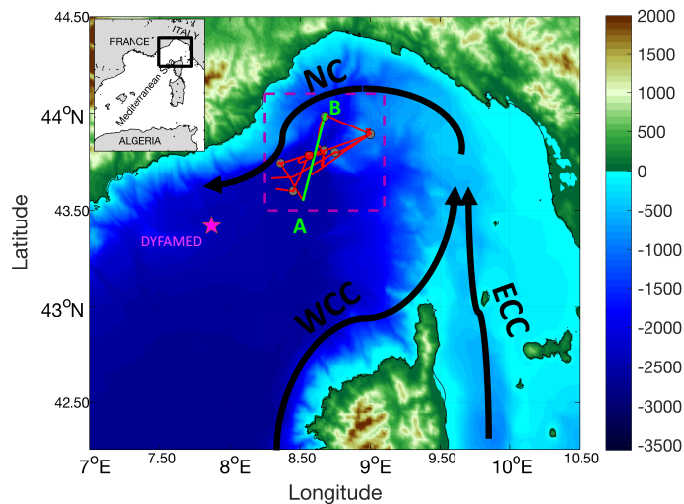


FIGURE 5.5 – Bathymétrie (m, barre de couleur) et schéma de circulation de la mer Ligurienne (WCC : Western Corsica Current ; ECC : Eastern Corsica Current ; NC : Northern Current). Les positions de la station DYFAMED et des stations hydrologiques réalisées pendant OSCAHR sont indiquées, respectivement, par une étoile magenta et par des cercles noirs. Le trajet du bateau pendant le second leg de la campagne OSCAHR est dessiné en rouge. La ligne verte signale la position de la section AB qui a quasiment entièrement traversé la circulation cyclonique. La boîte en pointillés violets délimite la zone de la circulation cyclonique échantillonnée pendant la campagne OSCAHR.

née à haute-fréquence à l'automne 2015. La mer Ligurienne est caractérisée par une circulation générale antihoraire qui peut être intensifiée par certaines conditions atmosphériques et ainsi créer un gyre cyclonique [ASTRALDI et GASPARI, 1994]. La circulation générale est formée par la jonction du Courant Ouest Corse –ou *Western Corsica Current*– (WCC) et du Courant Est Corse –ou *Eastern Corsica Current*– (ECC), aux alentours du Cap Corse, pour former le Courant Nord –ou *Northern Current*– (NC) (Fig. 5.5) qui continue ensuite sa route vers l'Ouest et le détroit de Gibraltar [ASTRALDI et GASPARI, 1992; MILLOT, 1999; MILLOT et TAUPIER-LETAGE, 2005]. La mer Ligurienne est principalement caractérisée par un régime oligotrophique sauf de l'automne jusqu'au printemps où les concentrations en Chl *a* peuvent atteindre 1 mg m^{-3} . Une hausse du taux de production primaire peut également être générée par une intense activité biologique favorisée le long du système frontal qui sépare les eaux côtières des eaux du large sur le schéma général de circulation [GOFFART et al., 1995]. Des événements saisonniers et/ou occasionnels, comme les coups de vent du Mistral (vent de Nord-Ouest), peuvent également influencer la structure des communautés phytoplanctoniques et ainsi l'activité biologique [THYSSEN et al., 2014]. Dans cette région, l'augmentation saisonnière de la concentration en Chl *a*, de l'automne au printemps, bénéficie à toute la chaîne alimentaire, du zooplancton en passant par le macrozooplancton et jusqu'aux cétacés [FORCADA et al., 1995; GORDON et al., 2000]. En raison de son importance d'un point de vue biologique, la mer Ligurienne est devenue, en Février 2002, un sanctuaire international pour les mammifères marins de Méditerranée [PELAGOS NOTARBARTOLO-DI SCIARA et al., 2008]. Les données de la campagne OSCAHR offrent donc une formidable opportunité d'étudier, à fine-échelle, les

couches supérieures ($\approx 0-300$ m), sur l'horizontale et la verticale, une structure cyclonique dans le contexte de circulation générale de la mer Ligurienne. En effet, en utilisant les données de la campagne *OSCAHR*, [MARREC et al. \[2018\]](#) ont déjà identifié la structure cyclonique qui est associée à des eaux froides et enrichies en surface. Ils ont montré que cette structure fine-échelle dirigeait la distribution de plusieurs groupes phytoplanctoniques définis par cytométrie en flux, avec la prédominance, en terme d'abondance, des picocyanobactéries *Prochlorococcus* à l'intérieur et des picocyanobactéries *Prochlorococcus* sur les bords. Ils ont suggéré que cet arrangement particulier, ainsi que la plus forte concentration en Chl *a* au centre de la circulation cyclonique, pourrait être généré par des mouvements verticaux.

Dans la présente étude, la circulation et les propriétés thermohalines, sur l'horizontal et la verticale, de la structure échantillonnée pendant la campagne *OSCAHR*, sont étudiées dans un premier temps grâce à des données haute-fréquence *in situ* (Section 5.3.2). Ces dernières ont été acquises pendant un échantillonnage Lagrangien qui visait à suivre la structure pendant 3 jours, avec un TSG, un S-ADCP et un MVP pour mesurer la température, la salinité et les courants horizontaux. La reconstruction en 3-D (x,y,z) des champs de masse volumique et de courants horizontaux, à partir des observations *in situ*, est effectuée pour estimer les vitesses verticales grâce à l'équation- ω . Le champ de vitesses verticales est ensuite utilisé pour tester l'hypothèse de [MARREC et al. \[2018\]](#) (Section 5.3.3). De plus, ces vitesses sont comparées à la distribution des particules en suspension (de la gamme 100 μm à quelques centimètres) mesurées par le *Laser Optical Plankton Counter* (LOPC) monté sur le MVP (Section 5.3.4). Ces résultats sont ensuite discutés dans la Section 5.3.5 et sont replacés dans un contexte saisonnier à plus grande échelle en utilisant des données de SST et Chl *a* dérivées de données satellite, des profils verticaux *in situ* de la série temporelle de la station DYFAMED et des sorties d'un modèle numérique (Section 5.3.5)

5.3.2 Observations fine-échelle de la structure cyclonique

Les mesures haute-fréquence du TSG et du S-ADCP permettent la description à fine-échelle, en surface, de la structure échantillonnée pendant la campagne *OSCAHR* (Fig. 5.6). Les données du TSG montrent, à la surface de la structure, un cœur plutôt froid ($\approx 16-17^\circ\text{C}$), moins salé (≈ 38.2) et plus riche en Chl *a* mesurée par le TSG ($\approx 0.25 \text{ mg m}^{-3}$, Chl a_{tsg}) entouré par des eaux plus chaudes ($\approx 18-19.5^\circ\text{C}$), plus salées (≈ 38.5) et moins riche en terme de Chl a_{tsg} ($\approx 0.1 \text{ mg m}^{-3}$). Les courants de surface *in situ* (premier niveau à 18.5 m) sont en accord avec les données altimétriques, bien que les courants dérivés des mesures satellites soient clairement sous-estimés par rapport aux mesures du S-ADCP. La structure cyclonique et le NC sont bien représentés dans les deux jeux de données.

La Figure 5.7 présente les sections verticales haute-résolution de salinité, température et masse

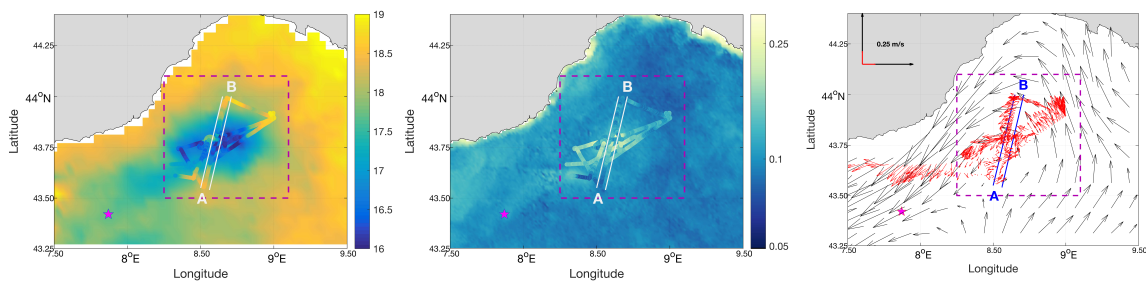


FIGURE 5.6 – Gauche : Carte quasi-Lagrangienne de SST_{Sat} avec les points de SST_{TSG} ($^{\circ}C$, barre de couleur). Centre : Carte quasi-Lagrangienne de $Chl a_{Sat}$ avec les points de $Chl a_{TSG}$ dérivés du fluorimètre ($mg m^{-3}$, barre de couleur). Droite : Les vecteurs moyens des courants géostrophiques de surface AVISO pour les 3 jours d'échantillonnage *OSCAHR* sont représentés par les flèches noires ainsi que les composantes horizontales des vitesses mesurées par le S-ADCP (à 18.5 m, flèches rouges). La position de la station DYFAMED est indiquée par une étoile magenta. La boîte en pointillé violet délimite la zone de la circulation cyclonique échantillonnée pendant la campagne *OSCAHR*. Les lignes blanches et bleues délimitent la section AB.

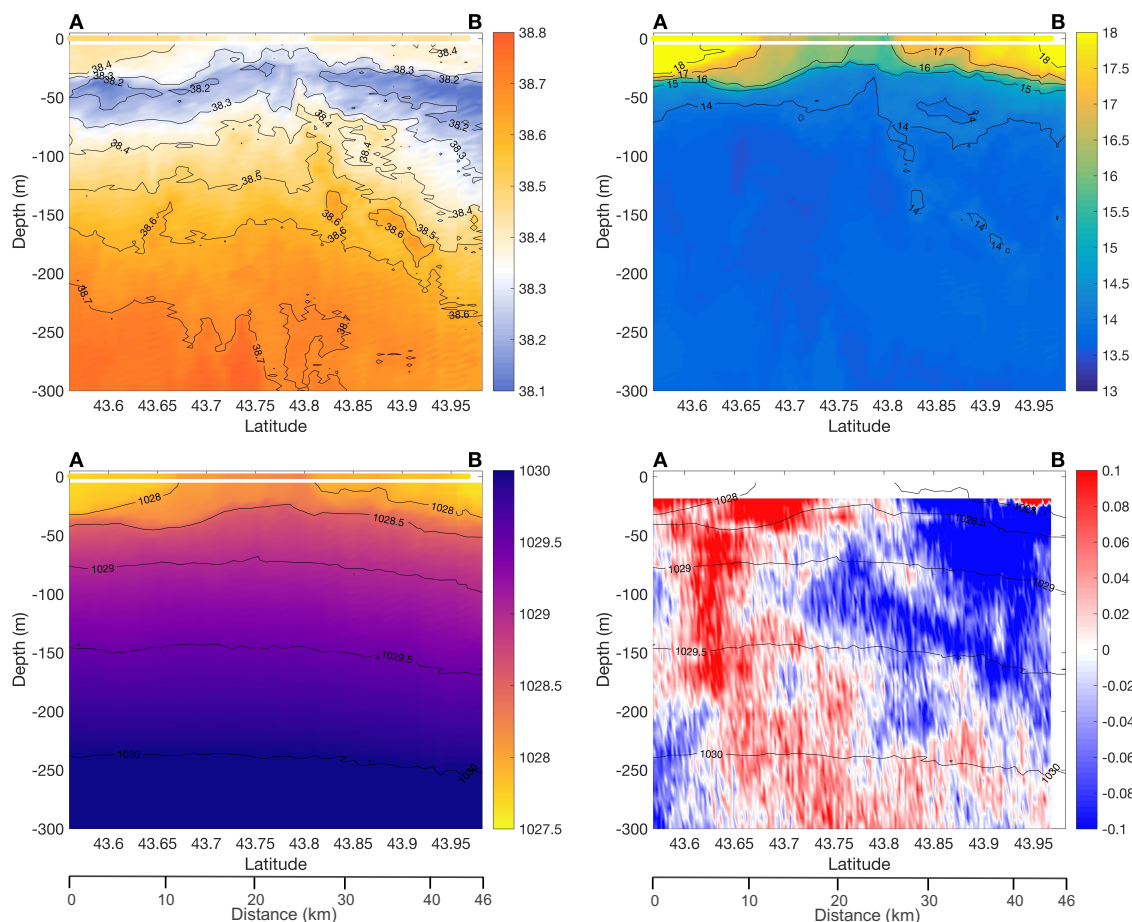


FIGURE 5.7 – Section verticale de salinité absolue (en haut à gauche), température conservative ($^{\circ}C$, en haut à droite), masse volumique ($kg m^{-3}$, en bas à gauche) et de composante «cross-track» des vitesses ($m s^{-1}$, en bas à droite) ; + vers l'Est et - vers l'Ouest le long de la section AB, à partir du MVP et du S-ADCP. À la surface, les mesures du TSG réalisées en parallèle sont indiquées avec la même barre de couleur correspondante. Les isolignes de salinité absolue (intervalle de 0.1), de température conservative ($1^{\circ}C$) et de masse volumique ($0.5 kg m^{-3}$) sont montrées par les lignes noires.

volumique correspondantes ainsi que les courants horizontaux mesurés le long de la section Sud-Nord (de 43.55°N to 43.97°N, ligne verte sur la Fig. 5.5) qui a quasiment entièrement traversé la structure cyclonique (par la suite nous ferons référence à la section AB). La position de cette section est particulièrement appropriée pour pouvoir caractériser verticalement, à la fois, le cœur ($\approx 43.7^\circ\text{N} - 43.85^\circ\text{N}$) et les bords de la circulation cyclonique. Une couche de sub-surface, distinguée par une eau dessalée (≈ 38.2), est constatée, vers 50 m sur les bords de la structure et aux alentours de 30 m au centre. En dessous de 100 m, la salinité augmente de 38.4 à 38.7 en suivant un gradient de salinité classique avec la profondeur. L'approfondissement des isohalines à partir de 43.85°N jusqu'à la fin de la section (côté B) indique probablement l'existence d'une dynamique particulière qui intervient à cet endroit. La section verticale de température montre un gradient de température de 16-18°C à la surface à 13-14°C à 300 m. Une intense thermocline est visible vers 50 m sur les bords de la structure et entre 20 et 30 m au centre. Le profil de masse volumique reflète les observations sur les sections de salinité et température : une remontée des isopycnes au centre de la structure, où les eaux sont plus denses ($\approx 1028.25 \text{ kg m}^{-3}$) qu'aux alentours ($\approx 1027.5 \text{ kg m}^{-3}$) ; un approfondissement de ces isopycnes sur les bords de la structure et en particulier du côté Nord de la section AB ($\approx 43.85^\circ\text{N}$). La section S-ADCP (Fig. 5.7, en bas à droite) montre clairement la présence d'une structure cyclonique avec des vitesses vers l'Est dans la partie Sud (côté A) et vers l'Ouest dans la partie Nord (côté B) de la section. Les courants horizontaux sont plus intenses sur les bords de la structure (0.1 et -0.1 m s^{-1}) et diminuent vers 43.85°N (entre 0.02 et -0.02 m s^{-1}). Les plus faibles vitesses horizontales localisées dans la zone où l'isopycne 1028 kg m^{-3} atteint la surface, ce qui correspond au centre de la structure. Les données S-ADCP révèlent l'extension de la structure jusqu'à environ 200 m. En dessous de cette profondeur, les courants se dirigent vers l'Est.

Les données *in situ*, à la fois en surface et sur la verticale, décrivent une structure cyclonique qui s'étend jusqu'à 200 m et qui présente un processus classique d'*upwelling* avec la remontée des isopycnes en son centre.

5.3.3 Dynamiques horizontales et verticales 3-D

Toutes les sections MVP sont utilisées pour reconstruire les champs 3-D de la circulation cyclonique (cf. Chapitre 2 Section 2.3.1). La Figure 5.8 présente les surfaces isopycnales et les vitesses (u, v, w) reconstruites en 3-D entre 0 et 200 m. Sur cette figure (et par la suite), seuls les champs qui présenteront une erreur ≤ 0.025 seront considérés. Les deux isopycnes qui atteignent la surface et le dôme créé par la remontée générale des isopycnes au centre de la structure sont visibles sur la figure 3-D. Les vitesses verticales sont clairement négligeables face à l'advection horizontale. Pour étudier plus en détail les champs de masse volumique et de courants, des sections horizon-

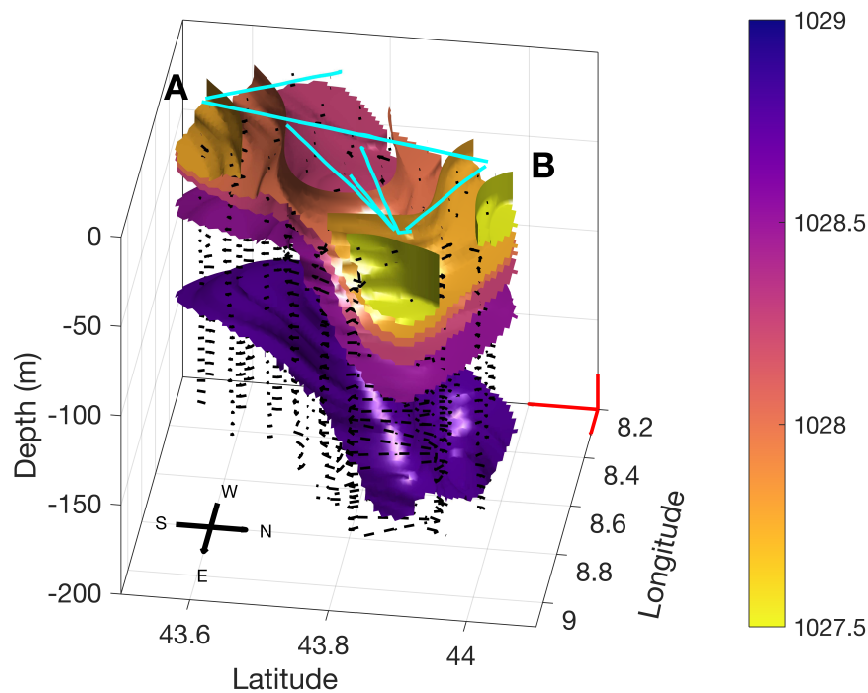


FIGURE 5.8 – Isosurfaces de masse volumique (kg m^{-3} , barre de couleur) et vitesses (u, v, w , flèches noires) en 3-D (longitude, latitude, profondeur) reconstruites par la méthode de carte objective. Le tracé des sections MVP utilisées pour la reconstruction est schématisé par des lignes cyan. Les flèches rouges définissent des échelles de 1 m s^{-1} dans chacune des directions.

tales sont présentées (Fig. 5.9) à trois profondeurs d'intérêt : 1) le niveau à 26 m, qui se trouve juste au-dessus de la couche d'eau dessalée mais assez éloigné de la surface afin d'éviter les erreurs méthodologiques ; 2) le niveau à 50 m situé dans la couche dessalée ; et 3) le niveau à 200 m qui se situe sous la couche dessalée dans une zone où la circulation cyclonique n'est quasiment plus détectable.

Le champ 3-D montre des surfaces d'eaux denses ($\approx 1028.3 \text{ kg m}^{-3}$) au centre de la structure (Fig. 5.9a). La masse volumique à 26 m varie horizontalement de 1027.5 kg m^{-3} sur les bords Nord et Sud-Est de la structure à 1028.4 kg m^{-3} au centre et dans la partie Sud-Ouest de la circulation. À 50 m, le gradient horizontal de masse volumique est moins fort ($\approx 0.3 \text{ kg m}^{-3}$) entre le centre et les eaux autour (Fig. 5.9b). La section horizontale à 200 m présente un champ de masse volumique homogène (Fig. 5.9c). Le champ horizontal de vitesses reconstruites met en évidence une circulation cyclonique qui n'est pas fermée sur le bord Sud-Ouest. À 26 m, les vitesses horizontales sont toujours intenses (de l'ordre de 0.5 m s^{-1}) sur les bordures et diminuent pour atteindre un minimum à 8.6°E and 43.75°N (Fig. 5.9d). Cette position peut être identifiée comme le centre, ou du moins la position la plus proche du centre, de la circulation cyclonique.

Les sections horizontales du champ de vitesses verticales fait apparaître une distribution en quadripôle des vitesses, vers la surface (positives) et vers le fond (négatives), autour du centre de

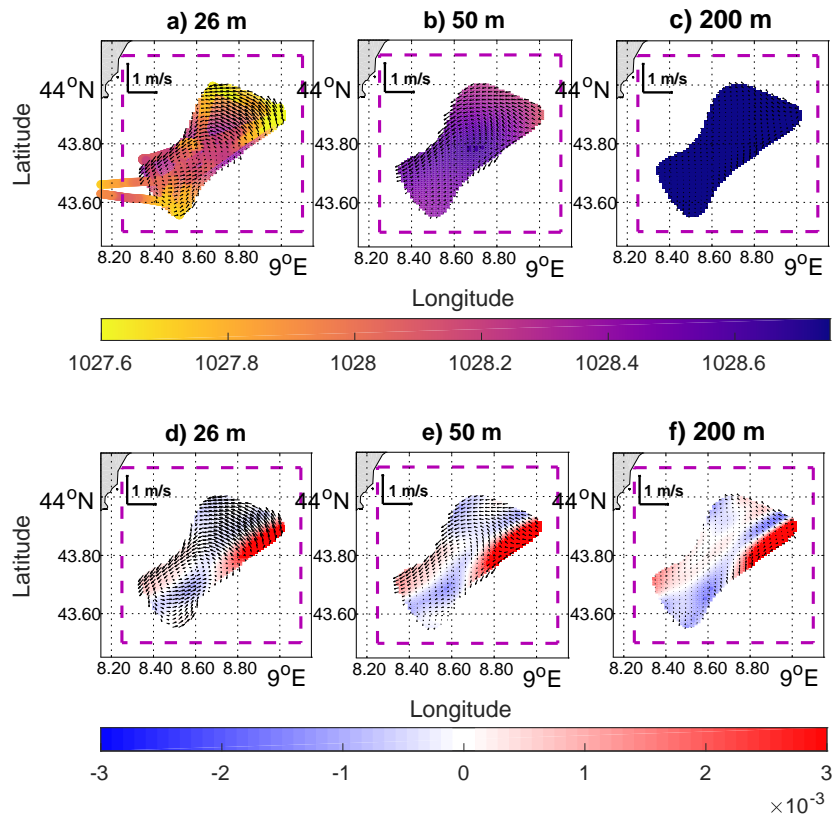


FIGURE 5.9 – Vitesses horizontales (flèches noires, m s^{-1}) superposées sur : Haut) masse volumique (barre de couleur) ; Bas) Vitesses verticales (m s^{-1} , barre de couleur) (+ vers le haut (surface) - vers le bas (profond)) ; reconstruites aux profondeurs 26, 50 et 200 m.

la circulation. Si la structure en quadripôle est flagrante entre 26 et 50 m (Fig. 5.9d et e), elle tend en revanche à disparaître à 200 m (Fig. 5.9f). Pour les niveaux moins profonds, au centre de la circulation, les vitesses verticales sont à peu près ≥ 0 . De faibles vitesses vers le fond ($\approx 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$) sont identifiées du Sud au Nord (de $8.53^\circ\text{E} - 43.55^\circ\text{N}$ à $8.63^\circ\text{E} - 44^\circ\text{N}$) alors que direction Sud-Ouest - Nord-Est (de $8.3^\circ\text{E} - 43.7^\circ\text{N}$ à $9^\circ\text{E} - 43.9^\circ\text{N}$) est plutôt influencée par d'intenses vitesses ascendantes (entre 10^{-3} to $3 \cdot 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$), en particulier sur les bordures de la structure. À 200 m, les vitesses verticales sont globalement dirigées vers la surface sauf sur les bords Nord-Ouest et Sud-Est où ce sont des mouvements vers le fond qui sont estimés.

La circulation cyclonique génère plutôt d'intenses mouvements verticaux vers la surface sur les bords et relativement faibles (mais non négligeables) au centre de la structure. Cependant, les bordures de la structure sont caractérisées par une alternance de mouvement verticaux vers le haut et vers le bas.

5.3.4 Influence des mouvements verticaux sur un traceur biogéochimique

L'influence des mouvements verticaux peut être étudiée en utilisant la température, la salinité et l'abondance en particules comme des traceurs de l'advection physique. La Figure 5.10 représente, à la fois, les anomalies de salinité et température *in situ* et les composantes verticales et

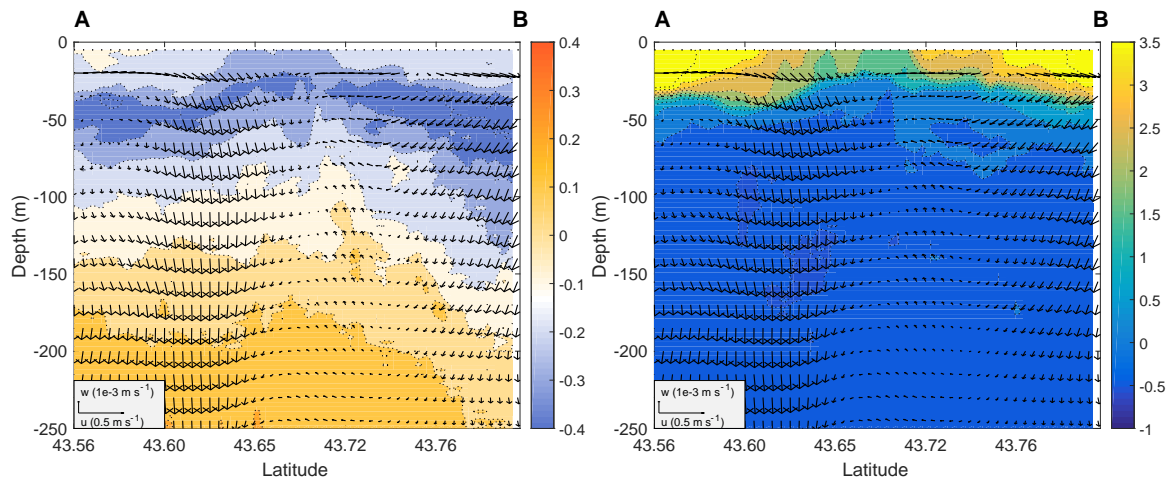


FIGURE 5.10 – Sections verticales des anomalies de salinité absolue (gauche, barre de couleur) et de température conservative (droite, barre de couleur °C). Les composantes «along-track» et verticales des vitesses (m s^{-1} , flèches noires) le long du transect AB sont superposées.

«along-track» des vitesses. Ces anomalies sont définies comme la différence entre chaque mesure et la valeur moyenne de la variable le long de la section AB. La couche de surface (entre 0 et 100 m) est plus chaude et moins salée que les conditions moyennes en température et salinité jusqu'à 250 m le long de la section AB. En superposant les jeux de données *in situ* et le champ de vitesse reconstruit, nous pouvons remarquer, au niveau de la partie Sud (côté A), d'intenses vitesses descendantes associées à un léger approfondissement des eaux plus douces, représenté par la courbure des contours d'anomalie de salinité à 43.72°N. Vers le Nord (côté B), les contours de l'anomalie de salinité s'approfondissent de 100 à 170 m. Cette descente des iso-contours est associée à une recirculation verticale secondaire (par la suite dénommée recirculation secondaire), entre 43.80°N et 44°N. En effet, dans la partie Nord de la section (côté B), des anomalies négatives en salinité (e.g. des eaux plus douces sont transportées vers le bas), détectées jusqu'à 150 m, suivent d'intenses vitesses descendantes. Plus au Sud ($\approx 43.80^\circ\text{N}$), la pente des contours d'anomalie en salinité correspondent à de faibles, mais non négligeables, vitesses ascendantes. Cette recirculation est également visible près de la couche de surface (autour des 70 m) grâce à une anomalie de température localisée et singulière. Les vitesses horizontales et verticales pourraient donc être responsables du mélange des eaux douces et relativement chaudes de sub-surface avec des eaux, plus profondes, plus froides et plus salées. Ce schéma de vitesses verticales correspond à l'approfondissement des isohalines identifié sur la Figure 5.7.

Le LOPC fournit la distribution des particules à haute-résolution le long des sections MVP. La concentration 3-D des particules est reconstruite de la même façon que la masse volumique et les vitesses horizontales, afin d'étudier leur distribution à l'intérieur de la circulation cyclonique (Fig. 5.11). Les surfaces d'iso-concentration font apparaître des concentrations moyennes en particules en surface ($\approx 10\,000 \text{ part. m}^{-3}$) et de fortes concentrations, au niveau de la pycnocline,

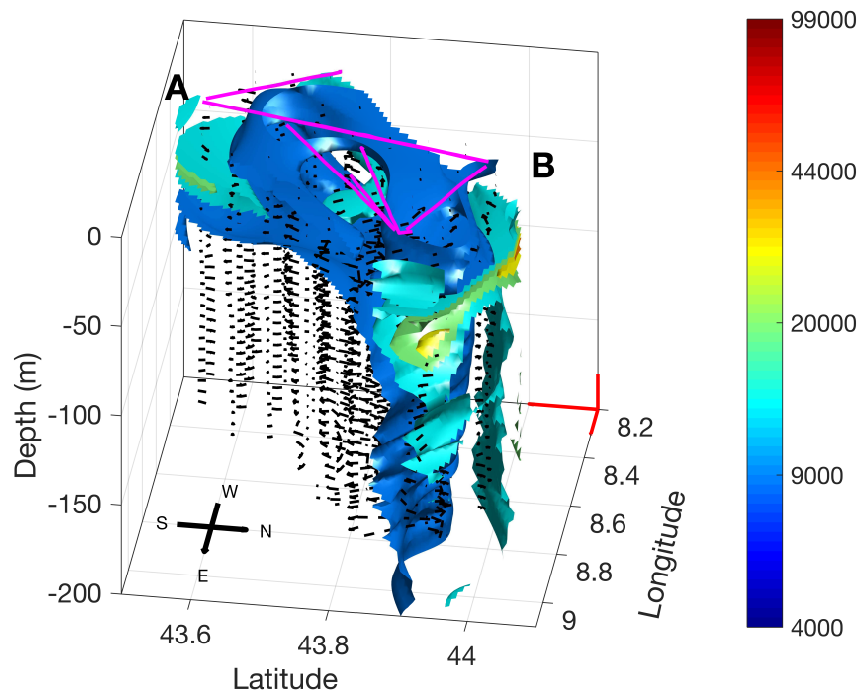


FIGURE 5.11 – Isosurfaces 3-D (longitude, latitude, profondeur) de concentrations en particules (part. m^{-3} , barre de couleur) et champs de vitesses 3-D (u, v, w en m s^{-1} , flèches noires) reconstruits par la méthode d'«objective mapping». Les sections MVP utilisées pour la reconstruction sont représentées par des lignes magenta. Les flèches rouges définissent des échelles de 1 m s^{-1} dans chacune des directions.

dans la couche dessalée à 50 m (entre 50 000 and 100 000 part. m^{-3}). Dans la partie Nord de la circulation (côté B), l'abondance des particules est plutôt homogène entre la surface et 200 m, sauf autour des 50 m où le signal en particule augmente. Dans la partie Sud (côté A), les concentrations en particules étant très faibles en-dessous de 70 m, elles n'apparaissent pas sur la figure (les abondances ≤ 4000 part. m^{-3} ne sont pas présentées). La distribution verticale dans la partie Nord est fortement associée aux vitesses descendantes (partie Nord-Ouest) et ascendantes (partie Nord-Est) détectées sur le quadripôle de vitesses verticales (Fig. 5.9).

La Figure 5.12 montre la distribution verticale des particules échantillonnées le long de la section AB ainsi que les composantes «along-track» et verticales du champ de vitesse reconstruit. La répartition des particules met en évidence des variations latitudinales de la profondeur de la couche fortement concentrée en particules. Du Sud au Nord, cette couche est positionnée autour de 45 m, chute à 50 m à 43.67°N , remonte vers 40 m au centre de la structure et chute à nouveau autour des 50 m dans la partie Nord de la section AB. Chaque variation de la profondeur de cette couche concorde avec la présence de vitesses correspondantes, ascendantes ou descendantes. Comme le montrent les Figures 5.11 et 5.12, le bord Nord-Est de la circulation ($\approx 44^\circ\text{N}$) est caractérisé par une concentration homogène en particules de 60 à 250 m. Cette distribution verticale particulière coïncide avec les intenses vitesses descendantes qui diminuent et, même, changent

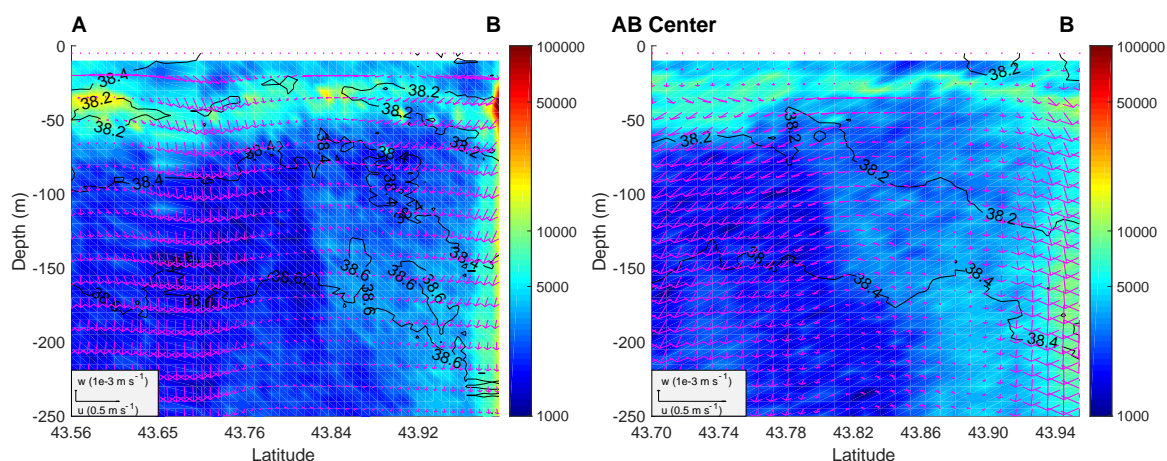


FIGURE 5.12 – Sections verticales de l’abondance en particules (part. m^{-3} , barre de couleur) de la section AB (gauche, du 04-Nov-2015 23 :34 au 05-Nov-2015 06 :07) et de la section MVP B-centreAB (droite, du 03-Nov-2015 23 :21 au 04-Nov-2015 02 :25). Sur chaque figure sont superposées les composantes «along-track» et verticales (m s^{-1} flèches noires). Les iso-contours de salinité sont représentés par des lignes noires avec un intervalle de 0.2.

de signe (de descendantes à ascendantes) vers le Sud (de B vers A). La recirculation secondaire, identifiée précédemment, est donc aussi associée à des concentrations significatives en particules. Les vitesses au centre de cette recirculation secondaire sont relativement faibles et correspondent à des abondances plus faibles en particules. Une autre section MVP a été réalisée, seulement 24 heures avant la section AB, entre le côté B et le centre de la section AB, qui montre la même langue de particules associée à la recirculation secondaire.

Ces observations suggèrent que dans la partie Nord, les vitesses verticales influencent fortement la structure physique de la circulation cyclonique et contrôlent également la distribution de la matière particulaire en suspension. Les intenses vitesses descendantes du côté A, qui ne semblent pas générer la même réponse sur la distribution en particules, seront discutées dans la Section suivante.

5.3.5 Discussion

Sources et incertitudes sur les vitesses verticales estimées

Nous avons suggéré précédemment que l’advection générée par les vitesses verticales pouvait expliquer la distribution verticale de la salinité et des particules à l’intérieur de la circulation cyclonique ainsi que la remontée, au centre, de la couche dessalée de sub-surface riche en particules. MARREC et al. [2018] ont déjà supposé que cette élévation était due à une série de coups de vent, survenus quelques jours à quelques semaines précédents la campagne *OSCAHR*, qui auraient déclenché un pompage d’Ekman. Dans notre cas d’étude, les effets conjugués d’une circulation d’Ekman générée par le vent et de l’activité mésoéchelle pourraient expliquer les mouvements verticaux agéostrophiques mis en évidence dans la Section 5.3.3 [MCGILLICUDDY, 2016; NILER,

1969; STERN, 1965]. Dans les zones fortement énergétiques, les vitesses verticales typiques sont de l'ordre de 10^{-5} m s^{-1} (entre 10 et 100 m jour $^{-1}$) [POLLARD et REGIER, 1990; TINTORÉ et al., 1991] bien que les vitesses verticales maximales obtenues avec la version en vecteur- \mathbf{Q} de l'équation- ω peuvent atteindre les 10^{-3} m s^{-1} [ALLEN et SMEED, 1996]. Cependant, dans cette étude, les vitesses verticales obtenues semblent être clairement surestimées car elles sont d'un ordre de grandeur supérieure aux vitesses verticales typiques (10^{-4} m s^{-1} , correspondant à un flux vertical moyen de 130 m jour $^{-1}$). Les sources d'erreurs, typiques de l'estimation des vitesses verticales, sont : 1) le choix des conditions aux frontières ; 2) la résolution spatiale et la synopticit  des jeux de données [ALLEN et al., 2001] ; 3) la contamination des observations par les mouvements haute-fréquence comme les oscillations d'inertie et les marées [ALLEN, 1995; MARSH, 1995] ; 4) l'hypothèse de l'équilibre quasi-géostrophique.

Nous avons testé deux différentes conditions aux frontières (Neumann et Dirichlet) et obtenu des résultats très similaires, en particulier en terme d'intensité. Les résolutions spatiales et temporelles ne peuvent être mis en cause car les observations sont assez proche dans l'espace ($\approx 1 \text{ km}$ de resolution spatiale) pour résoudre la sous-m so echelle et la durée de chaque échantillonnage MVP (quelques heures) est petite devant le temps d'advection (0.25° en deux jours). Une des caractéristiques qui pourrait augmenter l'erreur sur l'estimation des vitesses verticales dans notre étude est la forme de l'échantillonnage. ALLEN et al. [2001], en utilisant un sous-échantillonnage à partir de sorties de modèle, ont mis en évidence que la combinaison de différents facteurs, dont la forme et la fréquence de l'échantillonnage, le lissage des données *in situ* ou même la direction du bateau par rapport à la direction de propagation du fluide, pouvait générer 85% d'erreur dans l'estimation du flux vertical net de chaleur. Les études qui ont abordé l'estimation de vitesses verticales à partir d'observations *in situ*, ont toutes échantillonné un front avec un échantillonnage de type «radiateur». En effet, à notre connaissance, cette étude est la première à utiliser une forme de type «papillon» pour reconstruire des champs 3-D et estimer des mouvements verticaux. Au moment de la campagne, cette forme a été considérée comme le meilleur compromis entre : i) suivre la trace du satellite JASON3 pour valider les mesures altimétriques [MELONI et al., in revision] et ii) réaliser un échantillonnage couplé physique-biologie de la circulation cyclonique. Par ailleurs, les effets de la marée dans cette région de la mer Méditerranée sont négligeables. Les oscillations d'inertie n'ont pas été observées sur les trajectoires des bouées. Ainsi, hormis l'hypothèse quasi-géostrophique, le plan de la campagne OSCAHR pourrait être le facteur qui induit la surestimation des vitesses verticales. Cet aspect pourrait être testé grâce aux sorties à haute-résolution d'un modèle numérique.

PINOT et al. [1996]; STRASS [1994] ont suggéré que si l'équation- ω pouvait surestimer l'amplitude des mouvements verticaux, en revanche les tendances restaient correctes. De plus, le logiciel

qui résout l'équation- ω a montré une bonne cohérence des structures d'environ 50 km et un bon accord entre les tendances des vitesses verticales calculées et celles issues d'un modèle (communication personnelle, A. Pietri) bien que les intensités diffèrent légèrement.

Distribution des particules : un traceur de l'advection verticale

À l'intérieur de la circulation cyclonique, nous avons observé d'intenses vitesses descendantes et de plus faibles vitesses ascendantes. Cette asymétrie est plutôt typique des dynamiques ayant un nombre de Rossby de l'ordre de $\theta(1)$ avec des plongées plus intenses que les remontées [MAHADEVAN et TANDON, 2006]. Du côté B de la section MVP AB, les vitesses verticales semblent être associées à une distribution singulière de la salinité et des particules. Les processus d'advection sont déjà connus pour réguler la distribution de traceurs ou d'organismes planctoniques sur l'horizontale [DANDONNEAU et al., 2003; D'OVIDIO et al., 2010; ROUSSELET et al., 2018] ou pour transporter des nutriments vers les couches supérieures. Les flux verticaux de sous-mésoéchelle surviennent généralement le long des isopycnes [MAHADEVAN, 2016]. De façon similaire, dans notre cas d'étude, la distribution verticale des particules (autour de 43.85°N) suit les isopycnes et, en particulier, les isohalines (Fig. 5.12). La distribution verticale homogène du côté B, diffère du profil vertical 1-D classique des particules qui ressemble plutôt à une diminution exponentielle de l'abondance avec la profondeur. Par conséquent, cette distribution, et le fait qu'elle soit associée à d'intenses vitesses descendantes, pose question. La dissémination verticale est-elle due au transport des particules vers le bas (hypothèse #1) ou Identifie-t-on, ici, le signal d'une masse d'eau différente enrichie en particules (hypothèse #2) ? L'hypothèse #1 semble réaliste en considérant que la classe de taille des particules dans le signal se trouve entre 100 et 260 μm . En effet, ces particules peuvent être considérées comme ayant une flottabilité neutre ou comme étant du matériel légèrement plongeant ($\approx 2 \text{ m d}^{-1}$ [GUIDI et al., 2008]) pouvant être facilement advectées vers le bas par les vitesses verticales estimées. De plus, plusieurs études ont déjà fait état de cas de subduction de cellules phytoplanctoniques à l'intérieur de tourbillons par des dynamiques de sous-mésoéchelles [FIELDING et al., 2001; GUIDI et al., 2012; OMAND et al., 2015; POLLARD et REGIER, 1990]. Bien que le transport vers le bas des particules soit possible, l'hypothèse #1 semble toutefois peu probable si l'on considère l'intensité similaire des vitesses descendantes et le signal biogéochimique très différent visible du côté A. En effet, un flux de 130 m d^{-1} aurait probablement lessivé toutes les particules des couches supérieures. De plus, du côté A, des vitesses du même ordre de grandeur sont seulement associées à un léger approfondissement localisé des isohalines et de la couche de fortes concentrations en particules. Nous ne pouvons, cependant, pas exclure que du côté A les vitesses descendantes n'aient pas été en place depuis assez longtemps pour observer une réponse effective de la distribution de matière. Cette asymétrie dans la distribution verticale des particules

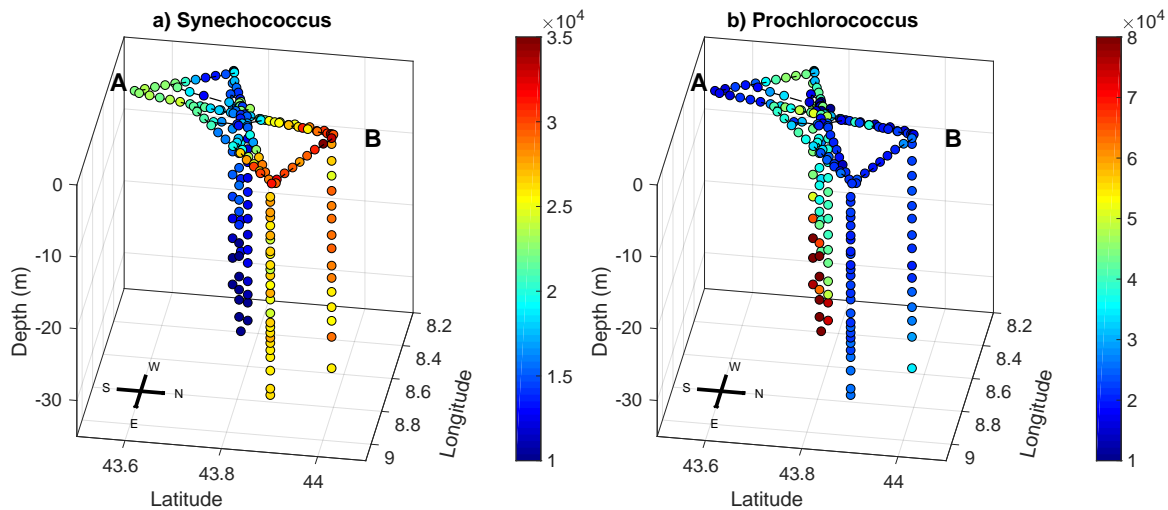


FIGURE 5.13 – Abondances des *Synechococcus* (a) et des *Prochlorococcus* (b) (cell cm^{-3}) mesurées par cytométrie en flux.

peut également être des restes d'évènements passés. Une autre hypothèse probable serait que la forte abondance en particules visible sur la verticale proviendrait d'une masse d'eau enrichie en particules qui aurait été advectée jusqu'au Nord de la circulation cyclonique (hypothèse #2). Cette hypothèse est analysée dans la suite de cette Section.

La composition du signal en particules peut également donner des informations sur les origines de cette distribution. Le signal, qui est intense au niveau du DCM où l'abondance en phytoplancton est normalement la plus forte, est plutôt composé de matière non-vivante. La fraction de zooplancton parmi ces particules est estimée à 2-3 % grâce à des filets à zooplancton de $200 \mu\text{m}$. Cette fraction est typique pour la Méditerranée. Ces particules peuvent donc provenir de matière terrigène ou de la transformation de la production primaire (pelotes fécales du zooplancton, agrégats).

Les informations sur le phytoplancton permettent d'apporter une perspective biologique sur les dynamiques horizontales et verticales de la circulation cyclonique. Le système avancé de pompage pour examiner l'eau de mer –ou *Pumping Advanced System To Investigate Seawater with High Vertical Resolution*– (PASTIS_HVR) a permis de collecter des échantillons grâce à une pompe en Téflon (débit de $30 \text{ dm}^3 \text{ min}^{-1}$) connectée avec un tube fixé au niveau du capteur de pression d'une CTD SBE19+. Ce système a été utilisé avec succès pour récolter des échantillons tous les 2-3 m pour des analyses de cytométrie en flux (Fig. 5.13). Dans le cadre de la campagne *OSCAHR*, la profondeur maximale d'échantillonnage était de 35 m. Grâce à ces données, [MARREC et al. \[2018\]](#) ont déjà noté une distribution spatiale hétérogène des deux groupes de phytoplancton les plus abondants (les picocyanobactéries *Prochlorococcus* et *Synechococcus*) observés dans le cœur et à la périphérie de la circulation cyclonique. Des tendances similaires, en terme d'abondance des groupes phytoplanctoniques principaux, sont observées sur les frontières chaudes Sud et Nord

(Fig. 5.13). Les *Prochlorococcus* sont plus abondants à l'intérieur du cœur froid de la structure que sur les bords alors que les *Synechococcus* présentent une distribution opposée. Cependant, des abondances de *Synechococcus* légèrement supérieures (entre 3.5 et $4 \cdot 10^4$ cell cm^{-3}) sont observées, là où l'abondance des particules augmente, dans la partie Nord de la circulation. De façon intéressante, MARREC et al. [2018] ont également mis en évidence, d'après leurs propriétés fluorescentes, la présence d'une population distincte de *Synechococcus* dans la partie Nord de la circulation. À partir de ces observations, et des propriétés physiques des eaux (en surface plus douces et plus chaudes dans la partie Nord que dans la partie Sud), ils ont suggéré la présence d'une masse d'eau spécifique dans la partie Nord malgré des propriétés biogéochimiques similaires à celle du Sud. Ce constat permet d'expliquer à la fois l'asymétrie de la distribution en particules observée par le LOPC et de soutenir l'hypothèse #2 selon laquelle une masse d'eau différente aurait été transportée dans la partie Nord de la circulation cyclonique. Ces résultats soulignent le contrôle des processus physiques de fine-échelle sur la dynamique des écosystèmes marins mais également l'utilité des propriétés biogéochimiques (abondances de particules et d'espèces phytoplanctoniques) pour tracer des masses d'eau et ainsi valider des hypothèses dynamiques.

Contexte grande échelle et saisonnier

Au niveau du site d'échantillonnage, les courants géostrophiques de surface d'AVISO révèlent une circulation cyclonique créée par une circulation générale du NC, la jonction entre le WCC et l'ECC (Fig. 5.6). Les données satellites font apparaître le site d'échantillonnage comme une structure (sous)mésoéchelle. En effet, les eaux environnantes, dans toute la mer Méditerranée Nord-Ouest, sont caractérisées par des eaux de surface plus chaudes (entre 19 et 20 °C) et moins riches en Chl a_{Sat} (≈ 0.1 mg m^{-3}), sauf dans les régions côtières où la Chl a_{Sat} peut atteindre des valeurs supérieures à 0.5 mg m^{-3} .

Entre 2012 et 2017, les moyennes mensuelles de SST_{Sat} et Chl a_{Sat} sont utilisées pour remettre les conditions échantillonnées pendant OSCAHR dans un contexte saisonnier (Fig. 5.14). La SST_{Sat} dans cette région suit le cycle saisonnier classique sans aucune tendance particulière entre 2012 et 2017. Sans surprise, la SST_{Sat} montre une large gamme de variations saisonnières, entre des valeurs minimum en hiver (autour de 13 °C) et maximum en été lorsque la température de surface peut atteindre 24 °C. Chaque année la SST_{Sat} moyenne diminue considérablement pendant l'automne (d'Octobre à Décembre). La SST_{tsg} moyenne pendant la campagne OSCAHR est plutôt typique des valeurs moyennes de SST_{Sat} en automne dans cette région.

Les moyennes mensuelles de Chl a_{Sat} entre 2012 et 2017 mettent en évidence le cycle saisonnier de Chl a : i) une lente augmentation en début Octobre pour atteindre un maximum entre l'hiver et le début printemps (≥ 0.5 mg m^{-3}) en raison d'une activité biologique favorisée par le

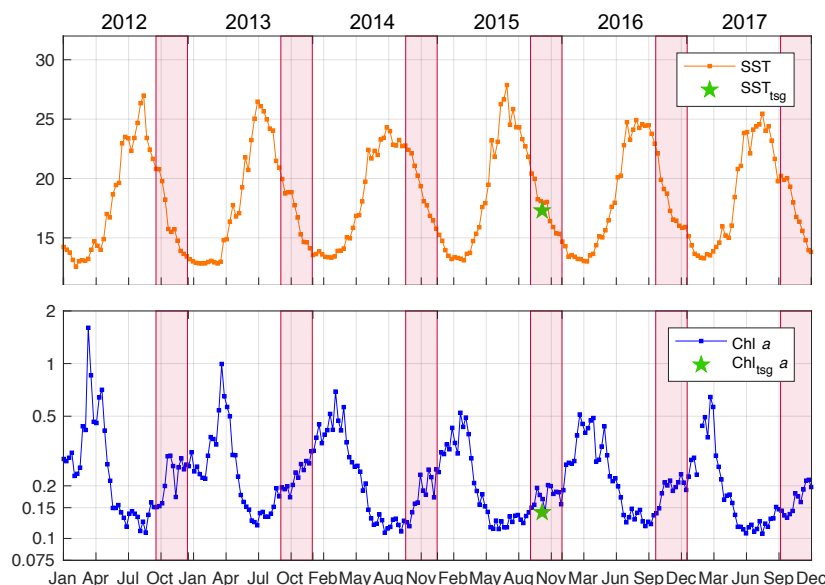


FIGURE 5.14 – Haut : Moyennes mensuelles de SST_{Sat} ($^{\circ}C$, lignes oranges), calculées à partir des données satellite Copernicus, à l'intérieur de la boîte en pointillés violets de la Figure 5.5 pour la période 2012-2017. Bas : Moyennes mensuelles de concentration en $Chl a_{Sat}$ ($mg m^{-3}$, échelle log, ligne bleue), calculées à partir des données satellite Copernicus, à l'intérieur de la boîte en pointillés violets de la Figure 5.5 pour la période 2012-2017. Les moyennes de SST_{tsg} et $Chl a_{tsg}$ mesurées pendant la campagne *OSCAHR* sont indiquées par une étoile verte. Les bandes rouges indiquent la saison automnale pour chaque année.

mélange hivernal et, certaines années, par des évènements de convection d'eau profonde qui remontent des nutriments en surface ; ii) une chute considérable de la $Chl a_{Sat}$ ($0.1 mg m^{-3}$) jusqu'à l'appauvrissement total en nutriments due à la stratification intense entre le printemps et le début de l'automne. L'étude climatologique des données de $Chl a_{Sat}$ met en évidence une tendance interannuelle vers des maximum de concentration en hiver moins importants (de $\geq 1.5 mg m^{-3}$ en hiver 2012 à $0.5-0.75 mg m^{-3}$ pendant l'hiver 2017). La $Chl a_{tsg}$ moyenne pendant la campagne *OSCAHR* est à peu près représentative de la concentration moyenne en $Chl a_{Sat}$ pour le mois de Novembre 2015 (différence de moins de $0.05 mg m^{-3}$). Les deux valeurs moyennes, $Chl a_{Sat}$ et $Chl a_{tsg}$, sont donc plutôt similaires surtout si l'on considère les incertitudes liées aux deux mesures.

La structure verticale de la circulation échantillonnée est également comparée à la série temporelle des profils *in situ* extraits de la base de données DYFAMED. La station DYFAMED est localisée à seulement 80 km au Sud-Ouest du centre de la circulation cyclonique et offre ainsi une opportunité intéressante de récupérer des profils verticaux caractéristiques de la région. Les profils de température et salinité (surface jusqu'à 300 m), relevés pendant les stations fixes de la campagne *OSCAHR*, sont présentés sur le diagramme T-S (Fig. 5.15, profils gris). Deux différentes masses d'eau sont distinguées dans les couches supérieures : des eaux fraîches ($\approx 17^{\circ}C$) et dessalées (≈ 38.3), correspondant au centre de la circulation, et des eaux plus chaudes ($\approx 18.5^{\circ}C$) et plus salées (≈ 38.45) sur les bords. Les profils CTD de la campagne *OSCAHR* font également apparaître

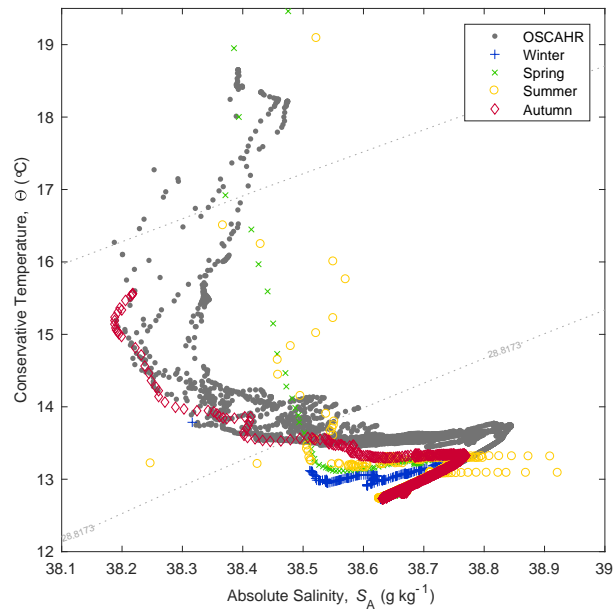


FIGURE 5.15 – Diagramme entre la température conservative et la salinité absolue pour les CTD d'*OSCAHR* (profils gris, voir les positions lon/lat sur la Figure 5.5) et pour les profils verticaux saisonniers moyens de la série temporelle à la station DYFAMED (symboles colorés).

une couche dessalée en sub-surface, caractérisée par une température avoisinant les 15°C et un minimum de salinité qui varie entre 38.2 et 38.35. En-dessous, plus la masse volumique augmente, plus les caractéristiques des masses d'eau deviennent similaires, jusqu'à un maximum de salinité (≈ 38.85) et une température de 13.5°C. Les eaux les plus profondes (300 m) sont plus froides et moins salées (autour de 12.5°C et 38.7). La forme générale des profils pendant la campagne *OSCAHR* est très similaire aux profils moyens prélevés à la station DYFAMED. En particulier, la structure verticale de la circulation cyclonique se trouve entre les profils moyens verticaux estivaux et automnaux. C'est particulièrement le cas pour les eaux de surface et de sub-surface. Les eaux plus profondes ont tendance à être plus chaudes et plus salées que les conditions en T et S typiques mesurées à la station DYFAMED au cours des années. Sauf ce léger décalage, la structure verticale de la circulation cyclonique échantillonnée pendant la campagne *OSCAHR* est classique par rapport aux conditions moyennes pendant l'automne en mer Ligurie.

Afin de comprendre si les caractéristiques à fine-échelle, identifiées sur les jeux de données haute-résolution de la campagne *OSCAHR*, sont intégrées dans les processus à plus grande échelle ou si elles sont générées/amplifiées par des dynamiques à fine-échelle, des données issues du modèle NEMO-OPA sont extraites sur la position et au moment de l'échantillonnage de la section AB. Ces sorties sont ensuite comparées aux mesures *in situ* (Fig. 5.18, Informations supplémentaires 5.5 données à la fin de ce chapitre). Dans notre cas d'étude, et comme décrit dans le Chapitre 2 (Section 2.1.1), les résultats du modèle sont en accord avec les mesures pendant la campagne *OSCAHR* et montrent une couche dessalée de sub-surface similaire. Bien que le modèle identifie bien un système de type «upwelling», il semble ignorer une partie non-négligeable des mouvements

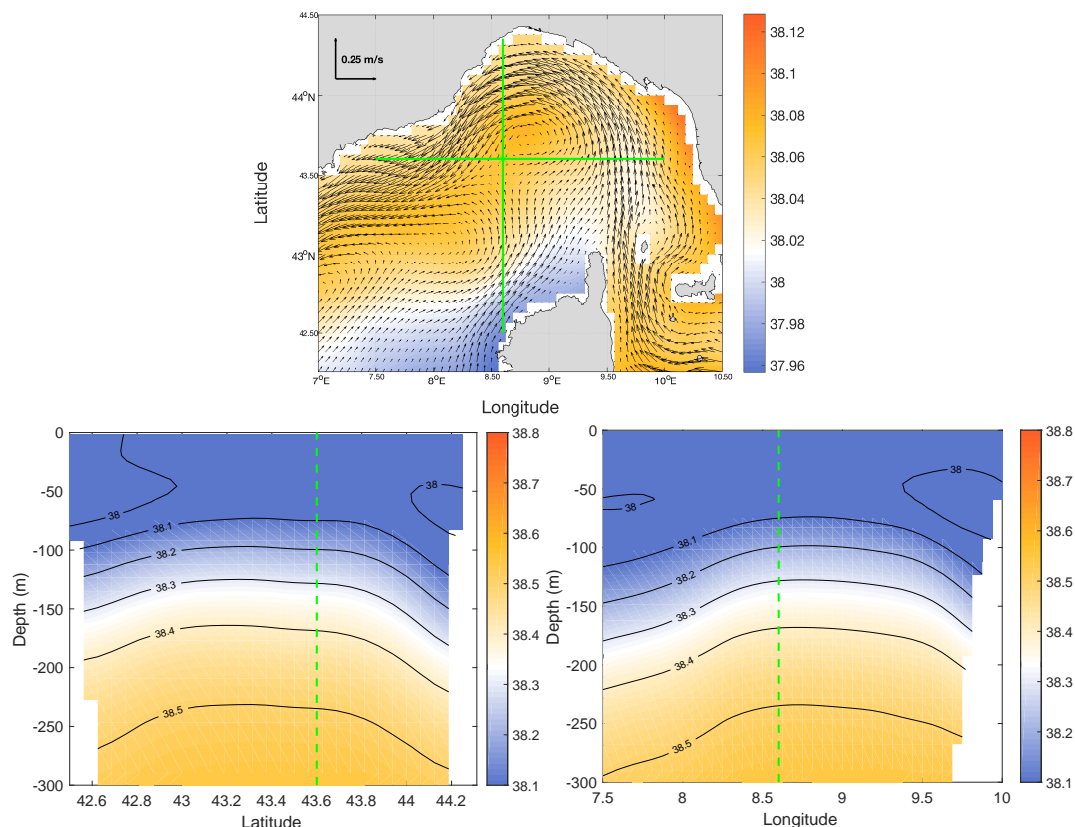


FIGURE 5.16 – Haut : Salinité absolue automnale moyenne (barre de couleur) et vitesses horizontales (m s^{-1} , flèches noires) issues du modèle NEMO-OPA pour la période 1991-2016. Bas à gauche : Section méridionale de salinité absolue moyenne pendant l’automne (position lon/lat de la section sur la figure du haut). Bas à droite : Section zonale de salinité absolue moyenne pendant l’automne (position lon/lat de la section sur la figure du haut). Sur chacune des figures du bas, les isopycnes sont indiquées par des lignes noires.

verticaux de fine-échelle visibles sur les données *in situ*.

Globalement, la comparaison avec des données climatologiques et les résultats issus du modèle met en évidence que les conditions rencontrées pendant la campagne *OSCAHR* sont plutôt typiques de la saison automnale.

Origines de la couche dessalée de sub-surface

Une couche dessalée de sub-surface a déjà été observée près de notre zone d’étude [GOUTX et al., 2009; MARTY et al., 2008]. Elle semble être typique des conditions automnales comme le suggère la section verticale moyenne automnale 1991-2016 du modèle NEMO-OPA (Fig. 5.16). La moyenne sur 25 ans montre clairement une circulation cyclonique avec une remontée des isopycnes au centre de la mer Ligurienne. Ce constat est cohérent avec les résultats précédents. Ces figures montrent également des eaux plus douces que celles rencontrées pendant la campagne *OSCAHR*. Cette tendance globale vers des eaux moins salées dans le modèle peut provenir d’une sous-estimation des flux de sels ou suggérer une tendance globale vers des eaux *in situ* plus salées qu’en 1991 dans la Méditerranée Nord-Ouest. La salinité de surface montre que le WCC contri-

bue de façon significative au flux entrant d'eaux plus douces dans le NC. Les sections zonales et méridionales font ressortir une couche moyenne de subsurface (50-60 m) dessalée (≈ 38) dans le NC. Une couche de subsurface légèrement moins salée est détectée dans le sous-bassin entier de la mer Ligure. Les sections verticales sont extraites afin de couvrir entièrement, de façon zonale et méridionale, la mer Ligure et de croiser le WCC et l'ECC. La structure verticale du WCC (entre 42.5°N and 43°N) montre un transport de surface et de subsurface (jusqu'à 60 m) d'eaux dessalées (valeur moyenne autour de 37.9). Une couche similaire ($\approx 50-60$ m) est visible dans l'ECC (≈ 38) entre 9.5°E and 10°E. Ces résultats confirment l'hypothèse selon laquelle, pendant l'automne, un flux de sub-surface dessalé combiné du WCC et de l'ECC serait responsable de la présence d'une couche dessalée autour de 50 m dans la mer Ligure. La combinaison des deux couches dessalées est conservée dans le NC puis progressivement mélangée à des eaux plus salées tout au long du parcours du NC. [ASTRALDI et GASPARINI \[1994\]](#) ont également souligné que la contribution des deux courants dans l'alimentation du NC variait en fonction des saisons. En particulier ils ont identifié une augmentation du flux entrant par la mer Thyrrénienne en automne-hiver qui résulte en un mélange quasi-équivalent des eaux du WCC et de l'ECC à cette période.

5.4 Conclusions

Les différents échantillonnages haute-fréquence réalisés pendant les campagnes *OUTPACE* et *OSCAHR* ont permis d'observer l'influence de la sous-mésoéchelle sur la distribution de matière, à la fois via l'advection horizontale mais également via le transport vertical généré par des vitesses agéostrophiques. Ainsi ces deux cas d'étude offrent, grâce à des stratégies d'échantillonnage particulièrement adaptées, un aperçu assez complet de l'influence de la fine-échelle sur le transport horizontal et vertical de matière.

En effet, lors de la campagne *OUTPACE* les mesures haute-fréquence (toutes les 20 minutes) ont permis d'accéder à la distribution de surface fine-échelle des microorganismes et des éléments biogéochimiques associés à leur activité biologique. Notre étude montre que l'identification des structures frontales de sous-mésoéchelle par les FSLE peut fournir l'information dynamique qui permet d'expliquer la distribution et la structuration d'une communauté phytoplanctonique. Dans le cas de la section à la station LDB, la structure frontale joue un rôle de barrière physique, contre laquelle les organismes s'aggrègent et se développent. Ainsi cet exemple illustre bien la capacité des mouvements horizontaux à sous-mésoéchelle à créer des zones biogéochimiquement différentes et à agglomérer des microorganismes par des phénomènes de convergence. Le deuxième exemple à la station LDA, plus complexe, souligne tout de même l'effet structurant de l'advection horizontale de sous-mésoéchelle au sein même de la communauté phytoplancto-

nique. En effet, dans ce cas, la présence de structures sous-mésoéchelles va favoriser un ou certains groupes phytoplanctoniques aux dépens des autres.

L'influence des mouvements sous-mésoéchelle verticaux est identifiée grâce à l'échantillonnage haute-fréquence (2-D, «alongtrack» et vertical) d'une circulation cyclonique en mer Ligure. L'association de mesures biophysiques *in situ* permet de diagnostiquer les mouvements verticaux de fine-échelle ainsi que leurs signatures biogéochimiques. Les observations 2-D, obtenues avec un MVP, révèlent une structure cyclonique marquée par une couche de sub-surface, dessalée et enrichie en particules, qui remonte au centre de la circulation en suivant les isopycnes. La reconstruction en 3-D des champs de masse volumique et de courants horizontaux est utilisée pour calculer les vitesses agéostrophiques verticales, associées à cette structure, grâce à l'équation- ω . Ces vitesses, bien qu'intenses en moyenne (10^{-4} m s^{-1}), concordent avec la présence d'une recirculation secondaire qui entraîne la remontée de particules en suspension (entre 250 et 100 m) le long des isohalines au centre de la circulation. La forte abondance, sur toute la colonne d'eau, de particules dans la partie Nord de la circulation correspond à la forte abondance d'un groupe distinct de *Synechococcus*, présent uniquement dans cette zone d'échantillonnage. Ces observations biogéochimiques, couplées à l'analyse physique, suggèrent le transport d'une masse d'eau spécifique dans la partie Nord de la circulation.

En plus de démontrer l'influence de la sous-mésoéchelle sur la distribution des éléments biogéochimiques, ces études montrent comment les traceurs biogéochimiques, comme la matière particulaire, ou la distribution des espèces phytoplanctoniques peuvent permettre de tracer et d'identifier des dynamiques physiques.

5.5 Informations supplémentaires

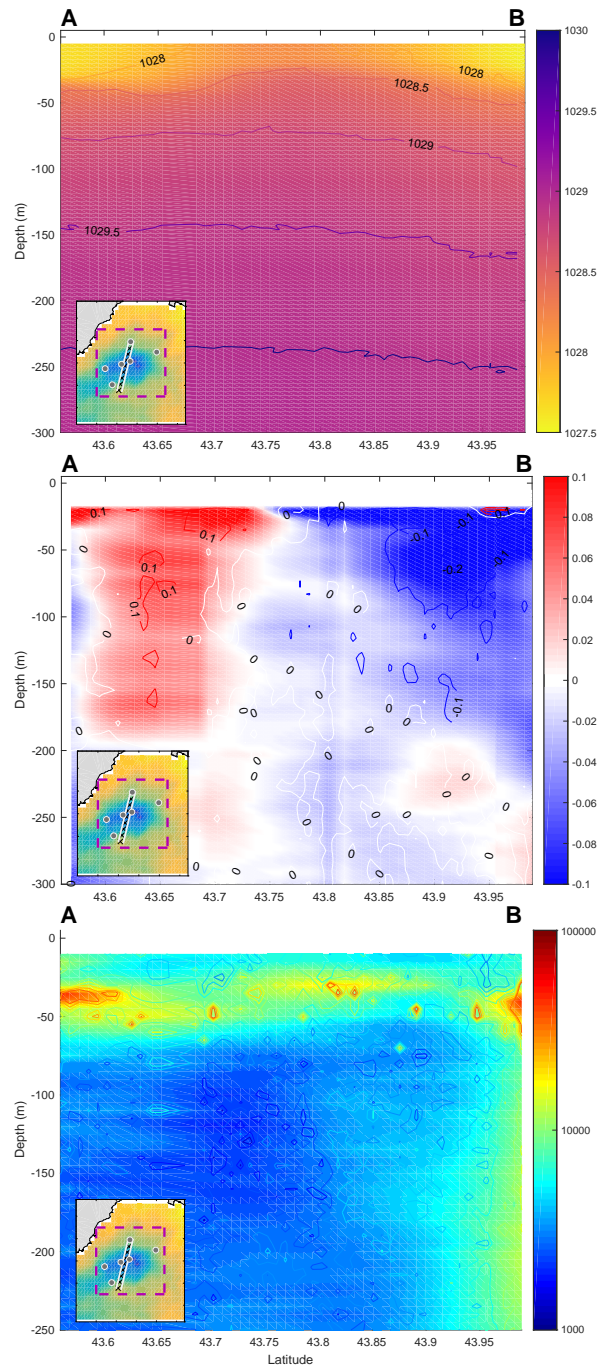


FIGURE 5.17 – Sections de masse volumique (kg m^{-3} , haut), vitesses «cross-track» (m s^{-1} , centre) et d’abondance de particules (part. m^{-3} , échelle log, bas) reconstruites en 3-D et co-localisées à la section AB. Les contours des données *in situ* MVP et S-ADCP correspondantes sont superposées (barre de couleur). Le petit encart en bas à gauche de chaque figure représente la carte quasi-Lagrangienne de SST (Fig. 5.6) et la position de la section AB.

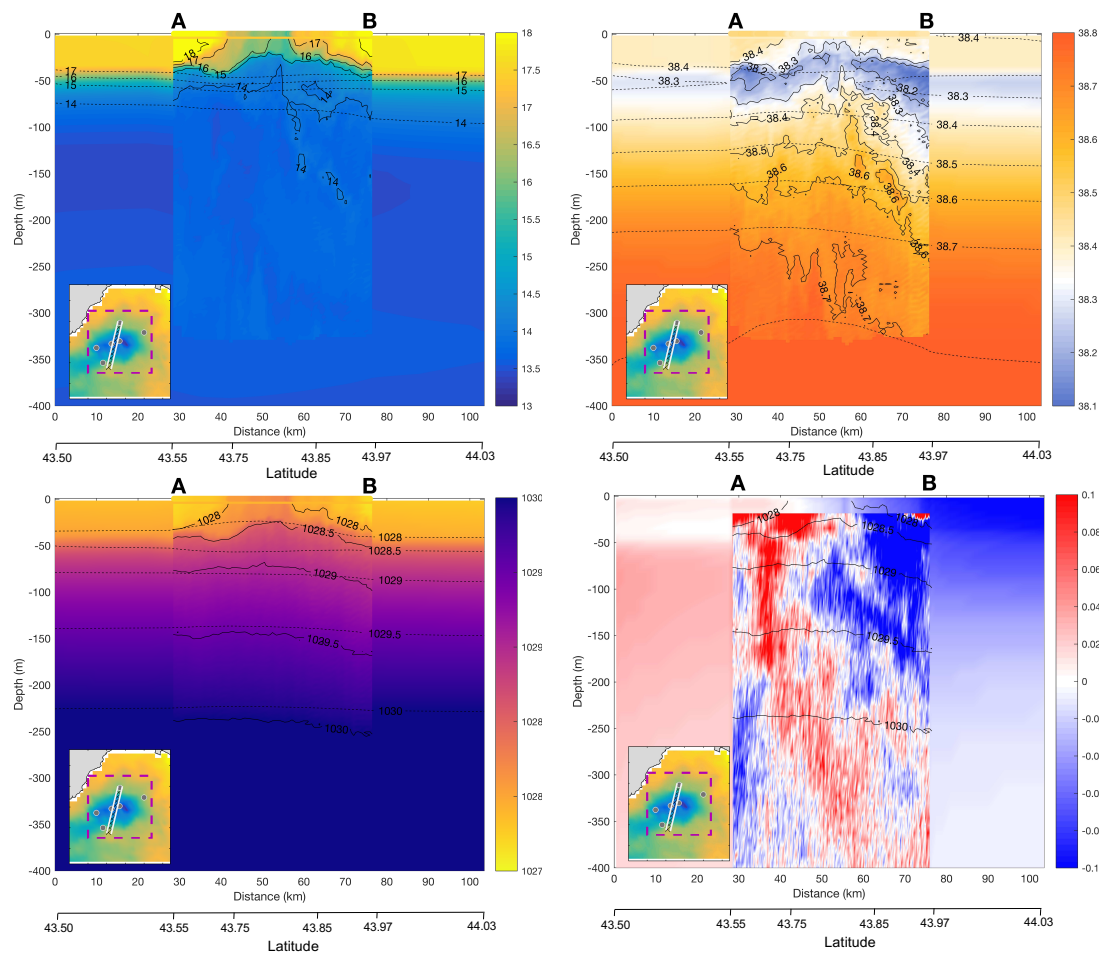


FIGURE 5.18 – Sections verticales de température conservatrice ($^{\circ}\text{C}$, haut à gauche), salinité absolue (haut à droite), masse volumique (kg m^{-3} , bas à gauche) et de composante «cross-track» des vitesses (m s^{-1} , bas à droite) le long de la section AB, des données MVP, S-ADCP et du modèle NEMO-OPA (arrière plan). En surface, les mesures correspondantes du TSG sont affichées avec la même barre de couleur. Les isolignes de salinité absolue, température conservatrice et de masse volumique sont représentées par les lignes noires pour les données du MVP et les tirets pour les données du modèle. Le petit encart en bas à gauche de chaque figure représente la carte quasi-Lagrangienne de SST (Fig. 5.6) et la position de la section AB.

Analyse de la Figure 5.18

La salinité modélisée présente une couche dessalée (≈ 38.3) de sub-surface autour de 50 m similaire à celle observée sur les données *in situ* et montre le même gradient de salinité en fonction de la profondeur (de 38.4 à 38.8). L'approfondissement progressif des isohalines *in situ* du côté B ($\approx 43.85^{\circ}\text{N}$) est légèrement reproduit par la salinité modélisée. Au centre de la structure, le modèle identifie une légère remontée des isohalines entre 120 et 400 m de profondeur mais ne représente, cependant, pas la remontée jusqu'en surface de l'isohaline 38.4. La même divergence est observée sur la section modélisée de température. Le modèle représente bien le gradient de température (de 17°C en surface à 13.5°C à 400 m), ainsi que la position de la thermocline à 50 m, mais ne reproduit pas la remontée des isothermes au centre de la circulation. Par conséquent, les isopycnes issues du modèle sont en accord avec la distribution de la masse volumique *in situ* sauf en ce qui concerne l'isopycne 1028 kg m^{-3} qui reste vers 50 m et n'atteint pas la surface. D'un point de vue

dynamique, le modèle met en évidence une structure cyclonique centrée autour de 43.75°N qui s'approfondit jusqu'à quasiment 250 m, mais qui présente des vitesses horizontales plus faibles (0.04 et -0.08 m s⁻¹) que celles estimées à partir des mesures *in situ*. Les vitesses de surface vers l'Ouest (entre 0 et 100 m) données par le modèle sont les plus intenses et reflètent probablement le signal du NC. Les résultats modèle sont en bon accord avec les données *in situ*, cependant, ils ne reproduisent pas correctement la remontée des isopycnes jusqu'à la surface, en particulier dans la couche 0-50 m. Les pentes des isopycnes sont également sous-estimées par le modèle.

Bibliographie

- ALLEN, J. 1995, «Subtidal and tidal currents in the vicinity of the Iceland-Faeroes front», *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 12, n° 3, p. 567–588. 138
- ALLEN, J. et D. SMEED. 1996, «Potential vorticity and vertical velocity at the Iceland-Faeroes front», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 26, n° 12, p. 2611–2634. 138
- ALLEN, J., D. SMEED, A. NURSER, J. ZHANG et M. RIXEN. 2001, «Diagnosis of vertical velocities with the QG omega equation : an examination of the errors due to sampling strategy», *Deep-Sea Res. I*, vol. 48, n° 2, p. 315–346. 138
- ASTRALDI, M. et G. GASPARINI. 1992, «The seasonal characteristics of the circulation in the North Mediterranean Basin and their relationship with the atmospheric-climatic conditions», *J. Geophys. Res.-O.*, vol. 97, n° C6, p. 9531–9540. 129
- ASTRALDI, M. et G. GASPARINI. 1994, «The seasonal characteristics of the circulation in the Tyrrhenian Sea», *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea*, p. 115–134. 129, 145
- BONNET, S., M. RODIER, K. TURK-KUBO, C. GERMINEAUD, C. MENKES, A. GANACHAUD, S. CRAVATTE, P. RAIMBAULT, E. CAMPBELL, A. DESNUES, C. MAES et G. EL-DIN. 2015, «Contrasted geographical distribution of N₂ fixation rates and *nifH* phylotypes in the Coral and Solomon Seas (South-Western Pacific) during austral winter conditions», *Global. Biogeo. Cyc.* 123
- CHURCH, M. J., C. MAHAFFEY, R. M. LETELIER, R. LUKAS, J. P. ZEHR et D. M. KARL. 2009, «Physical forcing of nitrogen fixation and diazotroph community structure in the North Pacific subtropical gyre», *Global. Biogeo. Cyc.*, vol. 23, n° 2. 123
- DANDONNEAU, Y., A. VEGA, H. LOISEL, Y. DU PENHOAT et C. MENKES. 2003, «Oceanic Rossby waves acting as a "hay rake" for ecosystem floating by-products», *Science*, vol. 302, n° 5650, p. 1548–1551. 128, 139
- DOGLIOLI, A. 2015, «OSCAHR cruise, RV Téthys II», doi :10.17600/15008800. 128
- D'OVIDIO, F., S. DE MONTE, S. ALVAIN, Y. DANDONNEAU et M. LÉVY. 2010, «Fluid dynamical niches of phytoplankton types», *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 107, n° 43, p. 18 366–18 370. 127, 128, 139
- FIEKAS, V., H. LEACH, K. MIRBACH et J. WOODS. 1994, «Mesoscale instability and upwelling. Part 1 : Observations at the North Atlantic intergyre front», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 24, n° 8, p. 1750–1758. 128
- FIELDING, S., N. CRISP, J. ALLEN, M. HARTMAN, B. RABE et H. ROE. 2001, «Mesoscale subduction at the Almeria–Oran front : part 2. Biophysical interactions», *J. Mar. Sys.*, vol. 30, n° 3-4, p. 287–304. 139
- FONG, A. A., D. M. KARL, R. LUKAS, R. M. LETELIER, J. P. ZEHR et M. J. CHURCH. 2008, «Nitrogen fixation in an anticyclonic eddy in the oligotrophic North Pacific Ocean», *The ISME journal*, vol. 2, n° 6, p. 663. 123
- FORCADA, J., G. N. DI SCIARA et F. FABBRI. 1995, «Abundance of fin whales and striped dolphins summering in the Corso-Ligurian Basin», *Mammalia*, vol. 59, n° 1, p. 127–140. 129
- GOFFART, A., J.-H. HECQ et L. PRIEUR. 1995, «Contrôle du phytoplancton du bassin Ligure par le front liguro-provençal (secteur Corse)», *Oceanologica Acta*, vol. 18, p. 329–342. 129
- GORDON, J., J. MATTHEWS, S. PANIGADA, A. GANNIER, J. BORSANI et G. N. DI SCIARA. 2000, «Distribution and relative abundance of striped dolphins, and distribution of sperm whales in the Ligurian Sea cetacean sanctuary : results from a collaboration using acoustic monitoring techniques», *Journal of Cetacean Research and Management*, vol. 2, n° 1, p. 27–36. 129
- GOUTX, M., C. GUIGUE, J. GHIGLIONE, M. PUJO-PAY, V. RAYBAUD, M. DUFLOS, L. PRIEUR et al.. 2009, «Short term summer to autumn variability of dissolved lipid classes in the Ligurian sea (NW Mediterranean)», *Biogeosciences*, vol. 6, n° 7, p. 1229–1246. 144
- GUIDI, L., P. H. CALIL, S. DUHAMEL, K. M. BJÖRKMAN, S. C. DONEY, G. A. JACKSON, B. LI, M. J. CHURCH, S. TOZZI, Z. S. KOLBER et al.. 2012, «Does eddy-eddy interaction control surface phytoplankton distribution and carbon export in the North Pacific Subtropical Gyre?», *J. Geophys. Res.-B.*, vol. 117, n° G2. 123, 139

- GUIDI, L., G. A. JACKSON, L. STEMMANN, J. C. MIQUEL, M. PICHERAL et G. GORSKY. 2008, «Relationship between particle size distribution and flux in the mesopelagic zone», *Deep-Sea Res. I*, vol. 55, n° 10, p. 1364–1374. 139
- HERNÁNDEZ-CARRASCO, I., A. ORFILA, V. ROSSI et V. GARÇON. 2018, «Effect of small scale transport processes on phytoplankton distribution in coastal seas», *Scientific reports*, vol. 8, n° 1, p. 8613. 128
- KLEIN, P. et G. LAPEYRE. 2009, «The oceanic vertical pump induced by mesoscale and submesoscale turbulence», *Annual review of marine science*, vol. 1, p. 351–375. 128
- LÉVY, M., D. IOVINO, L. RESPLANDY, P. KLEIN, G. MADEC, A.-M. TRÉGUIER, S. MASSON et K. TAKAHASHI. 2012, «Large-scale impacts of submesoscale dynamics on phytoplankton : Local and remote effects», *Ocean Modelling*, vol. 43, p. 77–93. 128
- LÉVY, M., O. JAHN, S. DUTKIEWICZ et M. J. FOLLOWS. 2014, «Phytoplankton diversity and community structure affected by oceanic dispersal and mesoscale turbulence», *Limnology and Oceanography : Fluids and Environments*, vol. 4, n° 1, p. 67–84. 127
- LÉVY, M., O. JAHN, S. DUTKIEWICZ, M. J. FOLLOWS et F. D’OVIDIO. 2015, «The dynamical landscape of marine phytoplankton diversity», *Journal of The Royal Society Interface*, vol. 12, n° 111, p. 20150481. 123
- MAHADEVAN, A. 2016, «The impact of submesoscale physics on primary productivity of plankton», *Annual review of marine science*, vol. 8, p. 161–184. 128, 139
- MAHADEVAN, A. et A. TANDON. 2006, «An analysis of mechanisms for submesoscale vertical motion at ocean fronts», *Ocean Model.*, vol. 14, n° 3-4, p. 241–256. 139
- MANN, K. H. et J. R. LAZIER. 2013, *Dynamics of marine ecosystems : biological-physical interactions in the oceans*, John Wiley & Sons. 125
- MARREC, P., G. GRÉGORI, A. M. DOGLIOLI, M. DUGENNE, A. DELLA PENNA, N. BHAIRY, T. CARIOU, S. H. NUNIGE, S. LAHBIB, G. ROUGIER et al.. 2018, «Coupling physics and biogeochemistry thanks to high-resolution observations of the phytoplankton community structure in the northwestern Mediterranean Sea», *Biogeosciences*, vol. 15, n° 5, p. 1579. 122, 127, 130, 137, 140, 141
- MARSH, R. 1995, «Observations of the upper ocean response to storm forcing in the South Atlantic Roaring Forties», dans *Annales Geophysicae*, vol. 13, Springer, p. 1027–1038. 138
- MARTIN, A. P., K. J. RICHARDS et M. J. FASHAM. 2001, «Phytoplankton production and community structure in an unstable frontal region», *J. Mar. Sys.*, vol. 28, n° 1, p. 65–89. 128
- MARTY, J.-C., N. GARCIA et P. RAIMBAULT. 2008, «Phytoplankton dynamics and primary production under late summer conditions in the NW Mediterranean Sea», *Deep-Sea Res. I*, vol. 55, n° 9, p. 1131–1149. 144
- MCGILLICUDDY, D. J. 2016, «Mechanisms of physical-biological-biogeochemical interaction at the oceanic mesoscale», . 128, 137
- MELONI, M., J. BOUFFARD, A. DOGLIOLI, A. PETRENKO et G. VALLADEAU. in revision, «Toward new validation concept for coastal altimetry : application to the Ligurian Sea», *Remote Sensing of Environment*. 138
- MILLOT, C. 1999, «Circulation in the western Mediterranean Sea», *J. Mar. Sys.*, vol. 20, n° 1-4, p. 423–442. 129
- MILLOT, C. et I. TAUPIER-LETAGE. 2005, «Circulation in the Mediterranean sea», dans *The Mediterranean Sea*, Springer, p. 29–66. 129
- NIILER, P. P. 1969, «On the Ekman divergence in an oceanic jet», *J. Geophys. Res.*, vol. 74, n° 28, p. 7048–7052. 137
- OMAND, M. M., E. A. D’ASARO, C. M. LEE, M. J. PERRY, N. BRIGGS, I. CETINIĆ et A. MAHADEVAN. 2015, «Eddy-driven subduction exports particulate organic carbon from the spring bloom», *Science*, vol. 348, n° 6231, p. 222–225. 139

- PASCUAL, A., S. RUIZ, A. OLITA, C. TROUPIN, M. CLARET, B. CASAS, B. MOURRE, P.-M. POULAIN, A. TOVAR-SANCHEZ, A. CAPET et al.. 2017, «A multiplatform experiment to unravel meso-and submesoscale processes in an intense front (alborex)», *Frontiers in Marine Science*, vol. 4, p. 39. 128
- PERRUCHÉ, C., P. RIVIÈRE, G. LAPEYRE, X. CARTON et P. PONDAVEN. 2011, «Effects of surface quasi-geostrophic turbulence on phytoplankton competition and coexistence», *J. Mar. Res.*, vol. 69, n° 1, p. 105–135. 128
- PINOT, J.-M., J. TINTORÉ et D.-P. WANG. 1996, «A study of the omega equation for diagnosing vertical motions at ocean fronts», *J. Mar. Res.*, vol. 54, n° 2, p. 239–259. 138
- POLLARD, R. et L. REGIER. 1990, «Large variations in potential vorticity at small spatial scales in the upper ocean», *Nature*, vol. 348, n° 6298, p. 227. 138, 139
- ROUSSELET, L., A. DE VERNEIL, A. M. DOGLIOLI, A. A. PETRENKO, S. DUHAMEL, C. MAES et B. BLANKE. 2018, «Large-to submesoscale surface circulation and its implications on biogeochemical/biological horizontal distributions during the OUTPACE cruise (southwest Pacific)», *Biogeosciences*, vol. 15, n° 8, p. 2411. 122, 139
- NOTARBARTOLO-DI SCIARA, G., T. AGARDY, D. HYRENBACH, T. SCOVAZZI et P. VAN KLAVEREN. 2008, «The Pelagos sanctuary for Mediterranean marine mammals», *Aquatic Conservation : Marine and Freshwater Ecosystems*, vol. 18, n° 4, p. 367–391. 129
- STERN, M. E. 1965, «Interaction of a uniform wind stress with a geostrophic vortex», dans *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, vol. 12, Elsevier, p. 355–367. 138
- STRASS, V. H. 1994, «Mesoscale instability and upwelling. Part 2 : Testing the diagnostics of vertical motion with a three-dimensional ocean front model», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 24, n° 8, p. 1759–1767. 128, 138
- THYSSEN, M., G. J. GRÉGORI, J.-M. GRISONI, M. L. PEDROTTI, L. MOUSSEAU, L. F. ARTIGAS, S. MARRO, N. GARCIA, O. PASSAFIUME et M. J. DENIS. 2014, «Onset of the spring bloom in the northwestern Mediterranean Sea : influence of environmental pulse events on the in situ hourly-scale dynamics of the phytoplankton community structure», *Frontiers in microbiology*, vol. 5, p. 387. 129
- TINTORÉ, J., D. GOMIS, S. ALONSO et G. PARRILLA. 1991, «Mesoscale dynamics and vertical motion in the Alboran Sea», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 21, n° 6, p. 811–823. 128, 138
- DE VERNEIL, A., L. ROUSSELET, A. M. DOGLIOLI, A. A. PETRENKO et T. MOUTIN. 2017, «The fate of a southwest Pacific bloom : gauging the impact of submesoscale vs. mesoscale circulation on biological gradients in the subtropics», *Biogeosciences*, vol. 14, n° 14, doi:10.5194/bg-14-3471-2017, p. 3471–3486. URL <https://www.biogeosciences.net/14/3471/2017/>. 123
- WILLIAMS, R. G. et M. J. FOLLOWS. 1998, «The Ekman transfer of nutrients and maintenance of new production over the North Atlantic», *Deep-Sea Res. I*, vol. 45, n° 2, p. 461–489. 128

Chapitre **6**

Conclusions et perspectives

Sommaire

6.1	Conclusions	156
6.2	Perspectives	160
	Bibliographie	166

6.1 Conclusions

Après avoir fait une synthèse des différentes avancées apportées par ce travail de thèse, nous ferons le point sur les différentes techniques de mesures innovantes et les méthodologies d'identification de structures (sous)mésoéchelles utilisées au cours de cette thèse.

La combinaison de données multi-disciplinaires *in situ*, satellites et résultats de modélisation, ainsi que le couplage avec des diagnostics physiques d'identification de structures (sous)mésoéchelles sont le fondement des études entreprises au cours de cette thèse. La complémentarité des diverses données et méthodes employées a permis de répondre aux questions scientifiques que soulevées concernant l'influence des structures (sous)mésoéchelles sur la biogéochimie / biologie de l'océan. Ce travail de thèse a, en effet, bénéficié d'une formidable série d'observations originales qui illustrent, pour chaque échelle, à la fois sur l'horizontale (en surface) et sur la verticale (couches supérieures), l'influence de la (sous)mésoéchelle sur la distribution de différentes variables physiques et biogéochimiques.

Influence de la mésoéchelle

Le Pacifique Sud-Ouest, bassin oligotrophe caractérisé par une forte énergie cinétique de la turbulence, présente un terrain favorable pour l'étude de l'influence des structures mésoéchelles sur les éléments biogéochimiques [HRISTOVA et al., 2014; QIU et al., 2009]. Deux études indépendantes, exploitant des observations acquises pendant deux campagnes en mer (*Bifrucation* en 2012 et *OUTPACE* en 2015) documentent l'impact de la mésoéchelle sur le transport de masses d'eau. Ces travaux ont notamment permis de mettre en évidence le rôle prépondérant du transport mésoéchelle, généré par des interactions ou des étirements entre des structures tourbillonnaires, sur le déclenchement d'un bloom phytoplanctonique, en particulier en zone ultra-oligotrophe [DE VERNEIL et al., 2017]. De plus ces travaux ont mené, par des observations indépendantes, à l'identification d'une zone d'échange, via le piégeage et le transport par des tourbillons mésoéchelles [ROUSSELET et al., 2016, 2018]. Ces résultats ont révélé l'existence d'une connexion entre deux courants, le NVJ et le NCJ, et remettent en cause le schéma classique de circulation de ces deux jets en mer de Corail. Depuis ces travaux, une étude, conduite autour des trajectoires de flotteurs Argo et de sorties de modèle, corrobore ces observations et le transport par les tourbillons des eaux du NVJ vers les eaux du NCJ [BARBOT et al., 2018].

Influence de la sous-mésoéchelle

Les processus typiques de la sous-mésoéchelle sont encore aujourd'hui difficiles à appréhender. Cependant, les stratégies d'échantillonnage haute-fréquence mises en place pendant les campagnes *OUTPACE* et *OSCAHR* ont permis d'accéder à des jeux de données complets pour l'étude du couplage physique-biogéochimie. En effet, nous avons étudié l'influence de l'advection horizontale sous-mésoéchelle sur la distribution des gradients de densité dans le WTSP et pour la

première fois nous avons quantifié l'impact des fronts sous-mésoéchelle, détectés par les FSLE, sur la présence de gradients en surface. Malgré les limitations de la méthode de correspondance (voir Chapitre 3), ces premières estimations sont encourageantes et révèlent qu'au moins 25% des gradients observés peuvent être causés par l'advection horizontale de sous-mésoéchelle. Ces résultats sont complétés par deux observations synoptiques qui témoignent du rôle joué par les barrières physiques sur la structure des communautés phytoplanctoniques en séparant et/ou favorisant certaines espèces de microorganismes par rapport à d'autres [ROUSSELET et al., 2018]. L'étude complémentaire réalisée autour des données de la campagne *OSCAHR* montre, grâce à des observations, l'influence des vitesses agéostrophiques verticales sur la distribution, cette fois en 3-D, de matière particulaire [ROUSSELET et al., soumis].

Une des conclusions, plutôt inattendue, apportée par ce travail de thèse porte sur l'utilisation de données biogéochimiques et biologiques comme traceurs de la dynamique physique des masses d'eau. En effet, chaque cas d'étude démontre l'importance de l'étude biogéochimique et biologique de l'environnement échantillonné pour comprendre son évolution dans le temps mais également dans l'espace. Le cas d'étude en mer Ligure (campagne *OSCAHR*) en est le parfait exemple : ce sont des propriétés biogéochimiques (abondance en particules) et biologiques (différenciation des groupes phytoplanctoniques) qui permettent de présupposer de l'origine d'une masse d'eau [MARREC et al., 2018; ROUSSELET et al., soumis]. Classiquement et comme dans l'étude en mer de Corail [ROUSSELET et al., 2016], ce sont les propriétés en T-S, parfois la concentration en oxygène dissous (O_2), qui permettent de différencier les masses d'eau entre elles et déterminer leurs origines, voire même leurs trajectoires à grande échelle en fonction de leurs caractéristiques [EMERY et MEINCKE, 1986]. Cependant, plus l'on s'intéresse à des fines-échelles plus la discrimination en T-S devient difficile. Ainsi les données biogéochimiques et biologiques peuvent offrir une signature des masses d'eau et combler le manque d'informations sur les propriétés physiques afin de reconstruire, avec l'aide de diagnostics, l'histoire de la masse d'eau. Les caractéristiques biogéochimiques et biologiques constituent donc des éléments indépendants et complémentaires des mesures physiques pour valider des hypothèses dynamiques, comme cela a été le cas pour la recirculation secondaire marquée en particule dans l'étude des données de la campagne *OSCAHR*. Ce constat souligne d'autant plus l'importance d'acquérir de plus en plus de données biogéochimiques et biologiques en parallèle des données physiques, que ce soit au cours de campagnes en mer, par images satellites ou avec des modèles.

Ce travail de thèse a notamment profité de nombreuses techniques innovantes de mesures *in situ* qui ont permis d'acquérir un grand jeu de données physiques et biogéochimiques à haute-résolution. Les stratégies adaptatives d'échantillonnage, basées sur l'analyse, en temps réel, de

différentes données satellites et de diagnostics physiques ont été un réel succès et ont fortement contribué au suivi et à l'échantillonnage adéquat de structures (sous)mésoéchelles d'intérêt (le bloom phytoplanctonique pendant la campagne *OUTPACE* et la circulation cyclonique pendant la campagne *OSCAHR*). Elles ont ainsi rendu possible la réalisation de ce travail de thèse. Ces études mettent également en évidence l'importance des échantillonnages Lagrangiens à haute-résolution pour résoudre les échelles typiques de la (sous)mésoéchelle. En effet, pendant la campagne *OUTPACE* seules les trois stations LD ont été réalisées dans un cadre Lagrangien et ont permis d'identifier des processus mésoéchelle. L'échantillonnage classique de stations fixes réparties de façon équidistante (dans ce cas ≈ 250 km entre chaque stations SD) n'est clairement pas adapté à l'étude de l'influence de la (sous)mésoéchelle sur la biogéochimie ou la biologie.

Des techniques innovantes de mesures haute-résolution de différents paramètres physiques et biogéochimiques ont également été mis en lumière par ces travaux. Concernant l'échantillonnage horizontal, les sections haute-fréquence réalisées pendant la campagne *OUTPACE*, via une prise d'eau directement sur le système de pompage d'eau de surface du navire, ont permis d'observer le rôle des structures (sous)mésoéchelle sur les communautés phytoplanctoniques (voir Chapitre 5). Le principal avantage de cette méthode d'échantillonnage réside dans le nombre de paramètres qui peuvent être mesurés. Il suffit de récolter et de conserver autant d'échantillons que nécessaire avec une fréquence assez importante. Déjà pendant la campagne *OUTPACE*, une quinzaine de paramètres ont été évalués. Cette caractéristique permet de pouvoir étudier de façon complète une zone/un processus en combinant à la fois des mesures physiques, biogéochimiques, biologiques ou même génétiques. En revanche, seule la surface est échantillonnée et cette technique requiert une main d'oeuvre importante pour récolter et analyser les échantillons à *posteriori*, d'où la nécessité de développer de plus en plus des instruments de mesure automatisés. Si le TSG offre déjà des mesures haute-fréquence de température, salinité et parfois de concentration en Chl *a* de surface, la campagne *OSCAHR* a permis de tester un instrument qui analyse, en parallèle et en automatique, la composition de l'eau de surface en terme de groupes phytoplanctoniques. Le Cytosense est un cytomètre en flux automatique qui, à partir du système de pompage du TSG, analyse toutes les 20 minutes des échantillons d'eau de surface pour déterminer la présence et l'abondance de différents groupes phytoplanctoniques d'une large gamme de taille (entre 1 et 800 μ m en largeur et quelques mm en longueur). Couplées aux mesures haute-fréquence et aux diagnostics physiques, ces données ont notamment permis d'identifier la présence d'une masse d'eau d'origine différente sur le bord nord de la structure échantillonnée [cf. Chapitre 5 Fig. 5.13 et [MARREC et al., 2018](#)]. Cet instrument apporte une information biologique complémentaire des mesures déjà réalisées par le TSG. Concernant les mesures *in situ* haute-résolution selon la verticale, ce travail de thèse a montré l'utilité du MVP qui, dont dispose l'Institut Méditerranéen d'Océanologie (MIO),

et qui est déjà équipé d'une CTD et d'un LOPC. Cependant, d'autres instruments peuvent être montés sur le poisson plongeur, à condition qu'ils soient relativement petits pour rentrer à l'intérieur et que le poisson soit toujours équilibré. Cet instrument peut donc enregistrer simultanément, sans contrainte d'autonomie, plusieurs jeux de données différents à haute-résolution, à partir du moment où la fréquence d'acquisition des capteurs est suffisante. En revanche, les résolutions spatiales et temporelles sont fortement dépendantes de la profondeur d'échantillonnage et de la vitesse du bateau (plus la profondeur et la vitesse du navire sont importantes plus la résolution sera faible). De plus, de nos jours, la quantité de mesures possibles est encore nettement restreinte par la taille du poisson plongeur et des capteurs. Un autre système d'échantillonnage vertical haute-fréquence, qui ne contraint pas la quantité de mesures récoltées, a été mis en place pendant la campagne *OSCAHR* (système *PASTIS_HVR*). Des essais concluants laissent penser que ce système pourrait être déployé au-delà de 35 m lors de prochaines campagnes. De façon similaire et assez complémentaire, au système de pompage de continu de surface, ce système innovant permet de mesurer avec une grande résolution verticale (quelques mètres) autant de paramètres que souhaité au niveau d'une station.

Si les nombreuses techniques de mesure haute-fréquence ont largement contribué aux études menées dans cette thèse, l'utilisation de nombreuses données satellites diverses a également été primordiale pour l'obtention des résultats présentés précédemment. En effet, elle a, à chaque fois, permis d'étendre la vision géographique et temporelle restreinte par la synopticité des données de campagne. Nous avons également mis en évidence la nécessité d'améliorer la résolution et la qualité des produits satellites, notamment dans le cadre de la comparaison des différents produits satellites fournis par CLS (cf. Chapitre 2 Fig. 2.6). Ce travail de thèse a également été l'occasion de tester différentes méthodes d'identification de structures (sous)mésoéchelles sans pour autant faire un travail de synthèse de toutes les méthodes d'identification. L'Annexe A, non-exhaustive, montre bien la quantité et la diversité des méthodes existantes. Ce travail de thèse souligne la nécessité de faire des choix judicieux en fonction de l'objectif scientifique visé lorsqu'il s'agit d'utiliser l'une ou l'autre des méthodes d'identification. Concernant l'utilisation des FSLE comme outil pour identifier des barrières physiques sous-mésoéchelles, elle vient conforter, à nouveau, les résultats déjà obtenus [DELLA PENNA et al., 2015; D'OVIDIO et al., 2010; LÉVY et al., 2015]. Néanmoins, la précision du diagnostic dépend fortement du champ de courant à l'aide duquel il est calculé, or les données satellites utilisées aujourd'hui n'ont pas encore une assez haute-résolution et les études des processus à sous-mésoéchelle requièrent une bonne précision. De ce fait, les analyses quantitatives restent encore complexes à mettre en place même si ce travail a donné des résultats encourageants pour la suite.

6.2 Perspectives

Cette thèse a contribué à mettre en évidence sur des exemples *in situ*, souvent requis par les modélisateurs numériques, l'influence de la (sous)mésoéchelle. Elle a également apporté à notre connaissance des éléments nouveaux sur deux sites d'étude différents.

Dans le Pacifique Sud-Ouest, les prochaines études devront prendre en compte avec attention les interactions entre les structures physiques de la circulation à grande et fine-échelle afin de mieux comprendre les processus qui sont responsables de la distribution des masses d'eau et de la distribution de matière en suspension. En particulier, en mer de Corail la région située entre les deux courants (NVJ et NCJ) devrait être échantillonnée avec plus d'intérêt afin d'estimer le flux *in situ* qui est échangé entre les deux. De plus, notre étude Lagrangienne se limite à 2 ans de simulations avec des sorties d'un modèle sur un seul niveau, proche de la surface. Pour évaluer l'impact à grande échelle de ce transport il faudrait effectuer des simulations de trajectoires de particules Lagrangiennes sur un nombre d'année plus important. Par exemple, la série temporelle des courants géostrophiques de surface dérivés de l'altimétrie est disponible de 1993 à 2018 et fournirait ainsi 25 ans d'observations à partir desquelles il serait possible de quantifier le flux de surface entre ces deux courants. Des sorties de modèle sur différents niveaux verticaux seraient également utiles, pour estimer l'étendue verticale de tels échanges. Les simulations Lagrangiennes exécutées autour de la station LDA à partir de données satellites ont également mis en évidence des déplacements du Sud vers le Nord (soit du NCJ vers le NVJ) via des trajectoires complexes. Nous supposons que, dans ce cas, ces dernières seraient générées par les interactions et/ou les processus d'étirement entre les tourbillons mésoéchelles. Si notre étude en mer de Corail, comme la plupart des études qui s'intéressent au transport mésoéchelle de masses d'eau, se focalise sur le piégeage à l'intérieur des tourbillons, il serait pourtant intéressant d'estimer la part des échanges qui est due au transport par les trajectoires mésoéchelles entre les structures. En ce qui concerne l'influence de ces trajectoires sur l'activité biologique, la dynamique de la région de transition entre les eaux Mélanésiennes et celles du gyre du WTSP (autour de LDB) pourrait être analysée grâce à une série temporelle plus longue. En effet, nous pourrions déterminer, grâce à des données satellites de concentration en Chl *a*, si c'est une région à forte occurrence de blooms phytoplanctoniques ainsi que les mécanismes qui initient et gouvernent l'évolution et le transport de tels phénomènes. Dans le cas spécifique du bloom échantillonné à la station LDB, l'hypothèse selon laquelle un enrichissement en fer de la masse d'eau, par l'influence des îles, serait à l'origine du bloom n'a pas pu être confirmée grâce au jeu de données disponible et nécessite de plus amples informations *in situ* [DE VERNEIL et al., 2017]. Une analyse climatologique, à l'aide de données satellites ou de flotteurs Argo, aiderait à mieux connaître et comprendre la variabilité saisonnière des structures de (sous)mésoéchelle dans le WTSP entier, les études précédentes s'étant surtout

focalisées sur l'extrême Ouest (mer de Corail, mer des Salomon, mer de Tasman ou bassin Fidjien) du Pacifique Sud-Ouest [GANACHAUD et al., 2014; HRISTOVA et al., 2014; QIU et al., 2009]. De plus, à la lumière des nouveaux résultats de DE VERNEIL et al. [2017] sur le soutien par fixation d'azote d'un bloom phytoplanctonique hivernal dans cette région, il serait intéressant de quantifier l'impact inter-annuel combiné de la fixation d'azote et du transport mésoéchelle sur la distribution de la production nouvelle dans cette région où la fixation d'azote contribue majoritairement à la production nouvelle [BONNET et al., 2017; CAFFIN et al., 2018].

Au vu de l'importance des diazotrophes sur la biogéochimie du WTSP, il serait intéressant d'étudier leur distribution, en terme d'abondance et d'espèces (*Trichodesmium spp.*, cyanobactéries UCYN-A et UCYN-B), dans tout le Pacifique Sud-Ouest et au niveau des deux sections haute-fréquence réalisées pendant la campagne *OUTPACE*. En effet, au cours de la campagne des échantillons de surface ont été collectés, également à haute-fréquence lors des sections LDA et LDB, afin d'évaluer l'abondance en surface des différents groupes de diazotrophes par comptage au microscope. Ainsi la comparaison de la distribution des diazotrophes avec celles des FSLE, de la SST et de la concentration en Chl *a* haute-résolution dérivées de mesures satellite pourrait apporter un éclairage supplémentaire sur la structuration des communautés diazotrophes par rapport à la circulation de (sous)mésoéchelle. De la même façon que pour la mésoéchelle, il serait intéressant de quantifier l'influence des processus sous-mésoéchelles sur les bilans de fixation d'azote. En ce qui concerne l'étude de cas de la structure cyclonique échantillonnée pendant la campagne *OSCAHR*, nous avons montré que les vitesses agéostrophiques verticales influençaient fortement la distribution des particules en suspension. Pour pousser notre analyse encore plus loin, nous pourrions advecter des particules numériques dans le champ de vitesses 3-D reconstruit afin de déterminer si nous retrouvons une distribution similaire des particules numériques par rapport aux particules *in situ*. Des simulations en arrière dans le temps nous permettraient d'identifier l'origine du «snapshot» de distribution capté pendant la campagne. Les observations pourraient également être comparées avec des sorties de modèle 3-D couplées avec la biogéochimie comme par exemple le modèle hydrodynamique *3D hydrodynamic Model for Applications at Regional Scale* (MARS3D) (IFREMER) couplé au modèle biogéochimique *ECOLOGICAL MECHANISTIC AND MODULAR MODELING* (ECO3M). Cette comparaison permettrait de valider les vitesses verticales estimées, de déterminer si elles provoquent des distributions particulières d'éléments biogéochimiques ou de particules, et éventuellement de tester l'hypothèse de l'advection d'une masse d'eau enrichie en particules jusqu'à la partie Nord de la circulation. Étant une hypothèse probable de la surestimation des vitesses verticales, la forme d'échantillonnage pourrait aussi être testée dans différents cas grâce au sous-échantillonnage d'un modèle afin d'estimer l'erreur associée à l'échantillonnage en «butterfly» réalisé lors de la campagne.

L'expérience acquise, au cours de cette thèse sur les stratégies adaptatives d'échantillonnage pendant les campagnes en mer, met en évidence la nécessité de visualiser des données en temps réel. Si le logiciel SPASSO permet déjà d'analyser les données satellite NRT, il peut être également très utile d'examiner des données *in situ* en temps réel. Le logiciel LATEXtools [DOGLIOLI et al., 2011; DOGLIOLI et ROUSSELET, 2013] a été développé pendant les différentes campagnes LATEX [PETRENKO et al., 2017] pour guider la navigation Lagrangienne en visualisant en temps réel à bord du navire certaines données *in situ* comme celles du TSG ou du S-ADCP. Depuis, les différentes campagnes, qui ont bénéficié d'une stratégie adaptative, ont permis d'améliorer cet outil et d'implémenter des codes informatiques qui permettent de traiter et de visualiser diverses données *in situ* (MVP, S-ADCP et TSG) par superposition avec les données satellites. Pendant certaines des campagnes réalisées grâce à une stratégie adaptative, un glider a effectué des mesures biogéochimiques qui ont apporté de nouvelles informations sur la dynamique de la matière organique dissoute [voir CYR et al., 2017, pour les mesures de tryptophane et phénanthrène par glider]. L'idée serait d'utiliser également les données du glider en temps réel pour apporter un supplément d'information dans une zone différente de celle sur la trace du N.O.. Ces efforts de développement ont fortement contribué à l'affinement de l'échantillonnage en campagne. Ces constats soulignent donc l'intérêt de converger de plus en plus vers le traitement et la visualisation automatique des données *in situ* pendant la campagne, en particulier lorsque des structures de (sous)mésoéchelles sont ciblées.

Toutes ces compétences pourront être mises en oeuvre au cours des campagnes associées au lancement du satellite *Surface Water and Ocean Topography* (SWOT) (<https://swot.cnes.fr/>) dont la mise en orbite est prévue en 2021. Ce satellite sera équipé de l'instrument KaRIn, un radar en bande Ka fonctionnant suivant le principe d'un SAR (*Synthetic Aperture Radar* ou Radar à Synthèse d'Ouverture). Les radars altimétriques actuels sont limités à une couverture de quelques kilomètres à la verticale du satellite alors que grâce à deux antennes radars ce nouvel instrument permettra d'observer l'océan de surface le long d'une fauchée couvrant environ 120 km (Fig. 6.1). Les champs altimétriques issus de ces observations s'approcheront enfin de la résolution (quelques kilomètres) des mesures satellite de SST et de couleur de l'eau. Il sera donc possible d'observer par satellite la circulation fine-échelle et la circulation côtière. En revanche, la résolution temporelle ne sera pas satisfaisante pour analyser l'évolution temporelle des processus (sous)mésoéchelle car les traces ne seront répétées que tous les 10-20 jours.

Toutefois, en début de mission, et pendant 6 mois à des fins d'étalonnage, le satellite réalisera une période de fast-sampling pendant laquelle seules certaines traces seront répétées au moins une fois par jour et jusqu'à 2 fois par jour. Cette période, bien que courte, constituera alors une

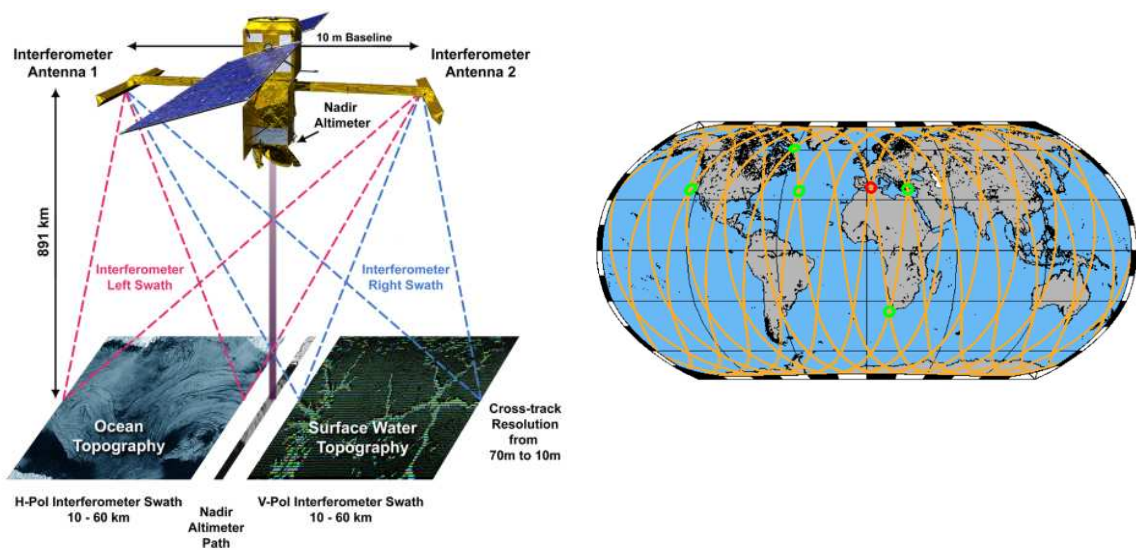


FIGURE 6.1 – Gauche : Schéma de fonctionnement du satellite SWOT. Figure tirée du site <https://swot.cnes.fr/>. Droite : Traces du satellite SWOT. Les cercles indiquent les différents points de croisement dans l'océan qui seront échantillonnés.

formidable opportunité pour l'étude des fines échelles dans certaines zones océaniques. C'est dans ce cadre qu'une initiative a été menée dans le but de coordonner une série de campagnes en mer au niveau de différents points de croisement de SWOT («*Adopt a cross-over initiative*», <https://www.aviso.altimetry.fr/?id=3472>, Fig. 6.1). Le projet BIOSWOT (PI F. d'Ovidio) dont l'objectif est de mesurer des paramètres physiques et biogéochimiques dans la zone de croisement au large de la côte algérienne (cercle rouge sur la Fig. 6.1), est la tête de proue de cette initiative. Sur la base et à la suite des expériences *OUTPACE* et *OSCAHR*, la mission de BIOSWOT sera de comprendre grâce à de nouvelles données *in situ* et satellites comment les filaments de sous-mésoséchelle influencent le patchiness, le mélange et l'évolution, dans le temps et dans l'espace, du plancton. Les outils et méthodes d'échantillonnage, couplés physique-biogéochimie et haute-fréquence, mentionnés précédemment seront parfaitement adaptés pour répondre à ces questions. D'ailleurs une campagne préliminaire (PREBIOSWOT) a eu lieu en Avril-Mai 2018 et a permis de mettre en place et de tester la stratégie d'échantillonnage dans la zone de croisement. Les premières analyses des données effectuées à bord laissent apparaître des résultats très prometteurs. En effet, un front marqué par un FSLE a été échantillonné à haute-résolution, en surface et sur la verticale, avec un Seasor et un cytomètre en flux automatique. Les premières visualisations montrent un front bien marqué en Chl *a* avec une remontée des isopycnes typique et une distribution des picocyanobactéries et des *Synechococcus* particulière (Fig. 6.2). D'autres sections de mesures par cytométrie en flux révèlent également l'influence de la circulation à sous-mésoséchelle sur la distribution 3-D des microorganismes (Fig. 6.3). Tous ces résultats devront être complétés mais convergent vers les mêmes constatations que celles exposées dans la présente thèse.

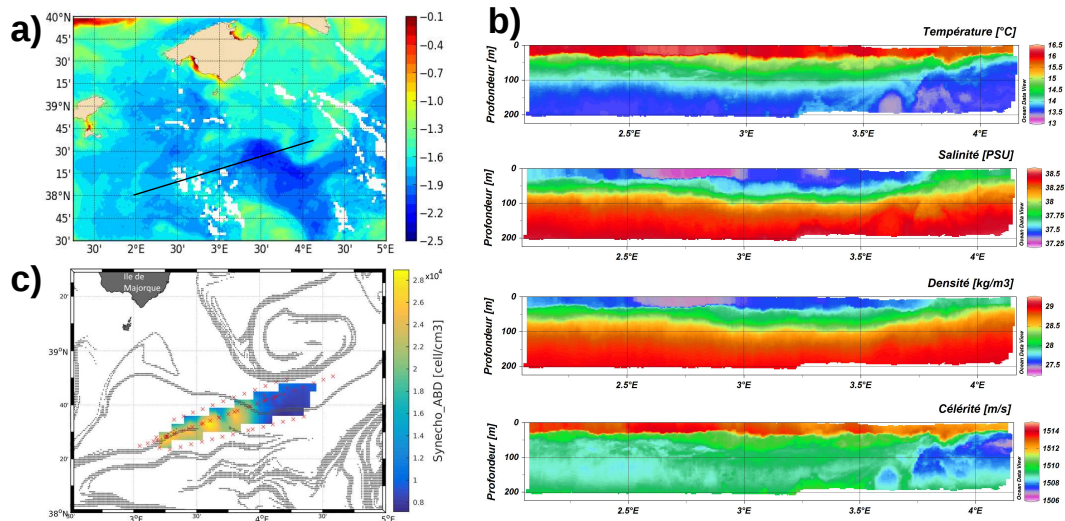


FIGURE 6.2 – a) Logarithme décimal de la concentration en Chl *a* (mg m^{-3}) dérivée de mesures satellites pendant l'échantillonnage PREBIOSWOT de la section en noir. b) Section de température ($^{\circ}\text{C}$), salinité, densité (kg m^{-3}) et composante de vitesse horizontale (m s^{-1}). c) Abondance des *Synechococcus* (cell m^{-3}) mesurée par cytométrie en flux. Les points gris indiquent les fronts FSLE (valeurs $\geq 0.05 \text{ jour}^{-1}$).

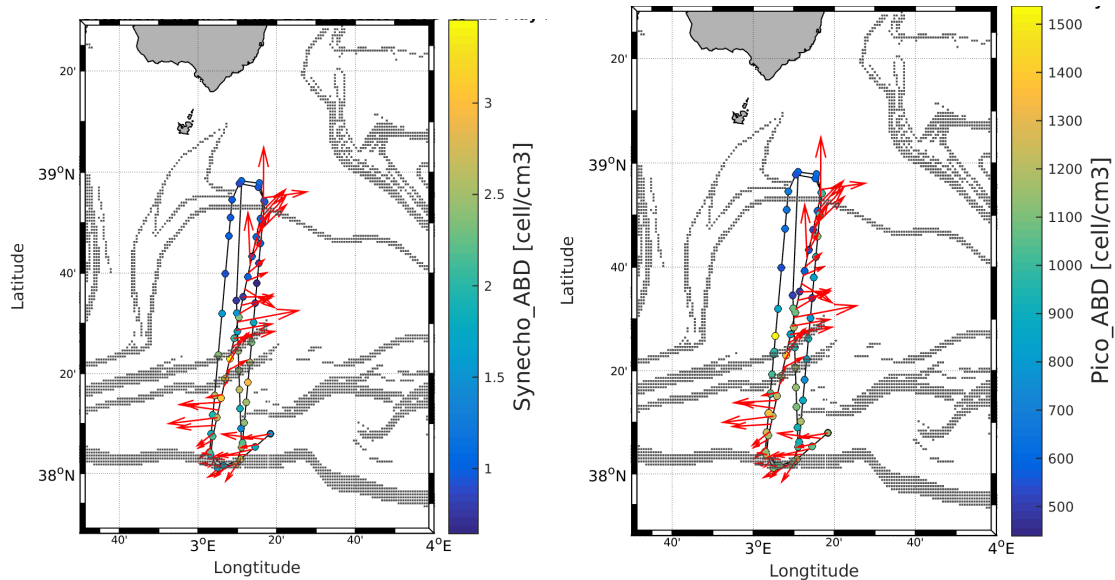


FIGURE 6.3 – Abondance de *Synechococcus* (10^4 cell m^{-3} , à gauche) et de picophytoplancton (cell m^{-3} , à droite) le 12 Mai 2018. Les flèches rouges représentent les composantes horizontales de vitesse (cm s^{-1}) mesurées par le S-ADCP au premier niveau (19 m). Les points gris indiquent les fronts FSLE (valeurs $\geq 0.05 \text{ jour}^{-1}$).

Pour la future mission BIOSWOT, ces techniques pourront donc être employées pour estimer des taux de croissance des groupes fonctionnels identifiés par cytométrie en flux automatisée. Des analyses de génomique environnementale, qui évaluent la diversité intraspécifique et fournissent des indices fonctionnels de l'activité biologique (métagénomies/métatranscriptomies), pourraient être ajoutées afin d'observer l'évolution du plancton au cours de processus (sous)méso-échelles [GUIDI et al., 2016].

Les travaux de la campagne *OSCAHR* ont également mis en évidence l'importance des vitesses verticales de sous-mésoéchelle dans la distribution des micro-particules. Dans ce contexte, nous pouvons supposer que ces vitesses peuvent également fortement impacter l'export de carbone de la couche de surface vers les couches profondes. En effet, l'export de carbone dans l'océan global est souvent estimé à partir de modèles numériques de chute de particules. Or de récentes simulations, réalisées à l'aide d'un modèle simple de chute de particules et du champ 3-D réaliste de vitesses reconstruit à partir de mesures *in situ* (*OSCAHR*), montrent que les courants et la turbulence sont les principaux facteurs influant sur la chute et qu'une faible partie des particules chutent en profondeur. En effet, dans le cadre de la circulation cyclonique une forte majorité des particules fluctuent entre deux profondeurs sans vraiment donner lieu à un export vers le fond. Ces premiers résultats mettent en évidence l'intérêt d'aller mesurer des taux de chute *in situ* pour bien paramétrer les modèles et obtenir des résultats réalistes. Cet objectif est intégré dans le projet *Marine Biodegradable particle Settling Study* (MARBLESS) (PI A.M. Doglioli) qui prévoit de larguer des microparticules biodégradables et fluorescentes en mer afin d'étudier leur dispersion (horizontale et verticale) par les processus physiques en mesurant leur abondance par cytométrie en flux. Pour tester la faisabilité d'une telle expérience une demande de campagne préliminaire a été réalisée (*Facilities for Updating the Mediterranean Submesoscale - Ecosystem Coupling Knowledge* (FUMSECK), PI S. Barillon).

Ce travail de thèse aura donc permis de caractériser localement l'influence des dynamiques de (sous)mésoéchelles sur la biogéochimie et la biologie à travers l'analyse combinée de données *in situ*, données satellites et résultats de modèles numériques. Il ouvre aussi des perspectives sur la préparation à de futures missions scientifiques et montre la nécessité de considérer ces structures (sous-)mésoéchelle pour comprendre les dynamiques biologiques à moyenne et fine échelle.

Bibliographie

- BARBOT, S., A. PETRENKO et C. MAES. 2018, «Intermediate water flows in the western South Pacific : as revealed by individual Argo floats trajectories and a model re-analysis», *Biogeosciences*, vol. 15, n° 13, doi : 10.5194/bg-15-4103-2018, p. 4103–4124. URL <https://www.biogeosciences.net/15/4103/2018/>. 156
- BONNET, S., M. CAFFIN, H. BERTHELOT et T. MOUTIN. 2017, «Hot spot of N₂ fixation in the western tropical South Pacific pleads for a spatial decoupling between N₂ fixation and denitrification», *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 114, n° 14, p. E2800–E2801. 161
- CAFFIN, M., T. MOUTIN, R. A. FOSTER, P. BOURUET-AUBERTOT, A. M. DOGLIOLI, H. BERTHELOT, C. GUIEU, O. GROSSO, S. HELIAS-NUNIGE, N. LEBLOND, A. GIMENEZ, A. A. PETRENKO, A. DE VERNEIL et S. BONNET. 2018, «N₂ fixation as a dominant new N source in the western tropical South Pacific Ocean (OUTPACE cruise)», *Biogeosciences*, vol. 15, n° 8, doi :10.5194/bg-15-2565-2018, p. 2565–2585. URL <https://www.biogeosciences.net/15/2565/2018/>. 161
- CYR, F., M. TEDETTI, F. BESSON, L. BEGUERY, A. M. DOGLIOLI, A. A. PETRENKO et M. GOUTX. 2017, «A New Glider-Compatible Optical Sensor for Dissolved Organic Matter Measurements : Test Case from the NW Mediterranean Sea», *Frontiers in Marine Science*, vol. 4, p. 89. 162
- DELLA PENNA, A., S. DE MONTE, E. KESTENARE, C. GUINET et F. D’OVIDIO. 2015, «Quasi-planktonic behavior of foraging top marine predators», *Scientific reports*, vol. 5, p. 18 063. 159
- DOGLIOLI, A., J. FUDA, N. GRIMA, F. NENCIOLI, A. PETRENKO et G. ROUGIER. 2011, «LATEX tools A Software Package for Navigation in a Lagrangian Reference Frame», dans *Geophysical Research Abstracts, European Geosciences Union*, vol. 13. 162
- DOGLIOLI, A. et L. ROUSSELET. 2013, «Users guide for latextools», . 162
- D’OVIDIO, F., S. DE MONTE, S. ALVAIN, Y. DANDONNEAU et M. LÉVY. 2010, «Fluid dynamical niches of phytoplankton types», *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 107, n° 43, p. 18 366–18 370. 159
- EMERY, W. et J. MEINCKE. 1986, «Global water masses-summary and review», *Oceanologica acta*, vol. 9, n° 4, p. 383–391. 157
- GANACHAUD, A., S. CRAVATTE, A. MELET, A. SCHILLER, N. HOLBROOK, B. SLOYAN, M. WIDLANSKY, M. BOWEN, J. VERRON, P. WILES et al.. 2014, «The Southwest Pacific Ocean circulation and climate experiment (SPICE)», *J. Geophys. Res-O.*, vol. 119, n° 11, p. 7660–7686. 161
- GUIDI, L., S. CHAFFRON, L. BITTNER, D. EVEILLARD, A. LARHLIMI, S. ROUX, Y. DARZI, S. AUDIC, L. BERLINE, J. R. BRUM et al.. 2016, «Plankton networks driving carbon export in the oligotrophic ocean», *Nature*, vol. 532, n° 7600, p. 465. 165
- HRISTOVA, H. G., W. S. KESSLER, J. C. MCWILLIAMS et M. J. MOLEMAKER. 2014, «Mesoscale variability and its seasonality in the Solomon and Coral Seas», *J. Geophys. Res-O.*, vol. 119, n° 7, p. 4669–4687. 156, 161
- LÉVY, M., O. JAHN, S. DUTKIEWICZ, M. J. FOLLOWS et F. D’OVIDIO. 2015, «The dynamical landscape of marine phytoplankton diversity», *Journal of The Royal Society Interface*, vol. 12, n° 111, p. 20150 481. 159
- MARREC, P., G. GRÉGORI, A. M. DOGLIOLI, M. DUGENNE, A. DELLA PENNA, N. BHAIRY, T. CARIOU, S. H. NUNIGE, S. LAHBIB, G. ROUGIER et al.. 2018, «Coupling physics and biogeochemistry thanks to high-resolution observations of the phytoplankton community structure in the northwestern Mediterranean Sea», *Biogeosciences*, vol. 15, n° 5, p. 1579. 157, 158
- PETRENKO, A. A., A. M. DOGLIOLI, F. NENCIOLI, M. KERSALÉ, Z. HU et F. D’OVIDIO. 2017, «A review of the LATEX project : mesoscale to submesoscale processes in a coastal environment», *Ocean Dynam.*, vol. 67, n° 3-4, p. 513–533. 162
- QIU, B., S. CHEN et W. S. KESSLER. 2009, «Source of the 70-Day Mesoscale Eddy Variability in the Coral Sea and the North Fiji Basin*», *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 39, n° 2, p. 404–420. 156, 161
- ROUSSELET, L., A. DOGLIOLI, C. MAES, B. BLANKE et A. PETRENKO. 2016, «Impacts of mesoscale activity on the water masses and circulation in the Coral Sea», *Jgro*, vol. 121, n° 10, p. 7277–7289. 156, 157

- ROUSSELET, L., A. DOGLIOLI, A. DE VERNEIL, A. PIETRI, A. DELLA PENNA, L. BERLINE, P. MARREC, G. GRÉGORI, M. THYSSEN, F. CARLOTTI, S. BARILLON, F. SIMON-BOT, M. BONAL, F. D'OVIDIO et A. PETRENKO. soumis, «Vertical motions in a fine-scale cyclonic structure observed in the Ligurian Sea and their effects on a biogeochemical tracer», *J. Geophys. Res-O*. 157
- ROUSSELET, L., A. DE VERNEIL, A. M. DOGLIOLI, A. A. PETRENKO, S. DUHAMEL, C. MAES et B. BLANKE. 2018, «Large- to submesoscale surface circulation and its implications on biogeochemical/biological horizontal distributions during the OUTPACE cruise (southwest Pacific)», *Biogeosciences*, vol. 15, n° 8, doi : 10.5194/bg-15-2411-2018, p. 2411–2431. URL <https://www.biogeosciences.net/15/2411/2018/>. 156, 157
- DE VERNEIL, A., L. ROUSSELET, A. M. DOGLIOLI, A. A. PETRENKO et T. MOUTIN. 2017, «The fate of a southwest pacific bloom : gauging the impact of submesoscale vs. mesoscale circulation on biological gradients in the subtropics», *Biogeosciences*, vol. 14, n° 14, doi:10.5194/bg-14-3471-2017, p. 3471–3486. URL <https://www.biogeosciences.net/14/3471/2017/>. 156, 160, 161

Annexes

Sommaire

ANNEXE A : Méthodes d'identification et de suivi des tourbillons océaniques	II
ANNEXE B : Démonstration du vecteur \mathbf{Q} de l'équation- ω	IV
ANNEXE C : Bulletin SPASSO du 18 Mai 2017 pour la campagne <i>PEACETIME</i>	VII
ANNEXE D : Article : Rousselet et al., 2018, <i>Large- to submesoscale surface circulation and its implications on biogeochemical/biological horizontal distributions during the OUTPACE cruise (SouthWest Pacific)</i> , Biogeosciences	XIII
ANNEXE E : Article : Rousselet et al., 2016, <i>Impacts of mesoscale activity on the water masses and circulation in the Coral Sea</i> , Journal of Geophysical Research-Ocean	XXXV
ANNEXE F : Article : Rousselet et al., submitted, <i>Vertical motions in a fine-scale cyclonic structure observed in the Ligurian Sea and their effects on a biogeochemical tracer</i> , soumis dans Journal of Geophysical Research-Oceans	XLIX

ANNEXE A : Méthodes d'identification et de suivi des tourbillons océaniques

Méthodes physiques (seuil sur un paramètre)	Descriptif de la méthode	Avantages	Limites	Références
Paramètre d'Okubo-Weiss (<i>Okubo-Weiss parameter</i>)	<p>W = importance relative de la déformation par rapport à la rotation ; W<0 tourbillon</p> $W = S_n^2 + S_s^2 - \omega^2 = W_0$		<p>Détecte uniquement le cœur des tourbillons (diamètre plus faible); excès de détection; le seuil doit être ajusté lorsque la série temporelle est longue; forte sensibilité à W0 (petit W0 = beaucoup de tourbillons dans les zones de faible variance de SLA et Peu dans les zones de forte variance de SLA) → efficace petite région.</p>	Okubo, 1970 ; Weiss, 1991
Analyse en ondelettes (<i>Wavelet analysis</i>)	Décomposition de la vorticité relative en « paquets d'ondes » orthogonaux	La vorticité relative n'est pas soumise aux gradients de grande échelle (pas de calcul d'anomalies) ; Les filaments sont facilement enlevés.	Excès de détection dans les zones moins actives (de forte variance en SLA); la durée de vie des eddies peut être sous-estimée.	Doglioli et al., 2007
Méthode sans seuil spécifique (<i>Threshold-free</i>)	Identification du contour fermée de SSH (pas de valeur de SSH) mais des limites sur le diamètre et l'amplitude des tourbillons suivis		Détecte surtout les tourbillons de mésoéchelle persistants (~200 km de diamètre et longue durée de vie) et ignore les « petits » tourbillons	Chelton et al., 2011 ; Faghmous et al., 2015
Zéro vorticité relative (<i>Zero relative vorticity</i>)	Coeur du tourbillon = Contour de zéro vorticité relative; Ring = vorticité relative positive mais de magnitude plus faible que le coeur	Identifie le cœur des tourbillons, susceptible de piéger les masses d'eau	Efficace sur des tourbillons « idéaux » circulaires	Early et al., 2011
Méthodes Hybrides (physique + géométrie)				
McWilliams 1990	Centre tourbillon = min et max locaux de vorticité relative (ζ); Contour = (ζ/ζ_{center})<0.2 Et contraintes sur caractéristiques géométriques			McWilliams, 1990
Chaigneau 2009	SLA utilisée pour détecter les tourbillons Et géométrie pour définir les contours	Temps de calcul plus rapide; Moins d'erreur dans la détection		Chaigneau, 2009
Méthodes géométriques (forme/courbure des lignes de courant)				
Enroulage d'angle (<i>Winding-angle</i>)	Tourbillon = variation de direction cumulée Sur une ligne de courant (angle d'enroulement);	Erreur de détection plus faible ; durée de vie et diamètres plus cohérents avec littérature	Effort de calcul importants	Sadarjoen and Post, 2000
Centre de courbure (<i>Curvature center</i>)	Le tourbillon est déterminé par le centre de « courbure » de la fonction de courant		Détection de faux pics qui doivent être éliminer (soit par un seuil soit par filtration)	Leeuw and Post, 1995
Détection du centre d'un tourbillon par géométrie des vecteurs (<i>Vector geometry based eddy center detection</i>)	Centre tourbillon : 4 contraintes (changement de signe de u et v suivant axes N-S et E-W, minimum de vitesse au centre; autour du centre les vecteurs doivent changer dans le sens de la rotation); Contours: contour de la fonction de courant la plus éloignée du centre à travers laquelle les vitesses augmentent toujours en direction radiale	Le contour du tourbillon est tangentiel aux vecteurs vitesses; taux de succès de détection (SDR) > 80 % et faible taux d'excès de détection (EDR)	Les valeurs des paramètres pour les contraintes doivent être choisies avec attention en fonction des caractéristiques et de la résolution spatiale du jeu de données; Difficulté à détecter les petits tourbillons	Nencioli, 2009
Haller 2005	Géométrie du flux lagrangien instantané (physique et mathématique théoriques); frontières du vortex identifiés par des surfaces matériels;		Pas d'applications à l'océan réel dans la littérature	Moolani et al., 2006
Définition objective des vortex cohérents à partir de la vorticité (<i>Defining Coherent Vortices Objectively from the Vorticity</i>)	<p>1. Pour une grille bidimensionnelle aux conditions initiales x_0, on calcule la déviation de la vorticité Lagrangienne moyennée (Lagrangian-Averaged Vorticity Deviation, LAVD) :</p> $LAVD_{t_0}^{t_1}(x_0) = \int_{t_0}^{t_1} \omega_3(x(s; x_0), s) - \bar{\omega}_3(s) ds$ <p>2. Détection des positions initiales C(t0) des centres des vortex comme des maxima locaux de $LAVD_{t_0}^{t_1}(x_0)$</p> <p>3. Les frontières initiales B(t0) des vortex sont considérés comme le contour fermé le plus éloigné du centre de $LAVD_{t_0}^{t_1}(x_0)$ et qui satisfait :</p> <p>(a) B(t0) encercler le centre du vortex C(t0) (b) B(t0) a une longueur d'arc qui excède un seuil lmin (c) B(t0) a une convexité inférieure à la limite dmax.</p>			Haller, 2015
Moment angulaire local et normalisé (<i>Local and Normalized Angular Momentum (LNAM)</i>)	Modifié de Nencioli et al. (2010) pour trouver les centres de rotation: (1) trouve les paires où il y a un cisaillement zonal et méridional (Nencioli et al. 2010) (2) quantifie l'intégrale d'une quantité proportionnelle au «local angular momentum»: Local and Normalized Angular Momentum (LNAM). (3) les lignes de contour de la fonction de courant pour définir la taille et l'intensité du tourbillon (Nencioli et al 2010)	Cette méthode permet une nette distinction entre points hyperboliques et elliptiques. Méthode plus robuste et plus efficace que Nencioli et al (2010) pour l'analyse de champs de vitesse où les mailles de grille sont « grandes » comme pour AVISO (1/8°).		Mhkinini et al., 2014
Algorithme de détection des tourbillons par moments angulaires (<i>Angular Momentum Eddy Detection Algorithm (AMEDA)</i>)	Modifié de LNAM : Intégrale du moment angulaire autour du centre (+1 ou -1 si parfaitement circulaire); Le contour du tourbillon est défini comme le contour fermé des lignes de courant qui correspond au maximum de vitesse; Le suivi des structures se fait grâce à une fonction de coût sur le centre, l'intensité et le contour est minimisé.	Indépendant de l'amplitude ou de la vitesse		Le Vu et al., 2017

ANNEXE B : Démonstration du vecteur \mathbf{Q} de l'équation- ω

La démonstration suivante pour trouver la forme du vecteur \mathbf{Q} utilise les équations de la section 3 de [Rudnick, 1996].

→ Nous nous plaçons dans l'hypothèse d'un écoulement quasi-géostrophique :

$$\frac{D\mathbf{V}_g}{Dt} + f\mathbf{V}_a = 0$$

avec les vitesses horizontales géostrophiques $\mathbf{V}_g = (u_g, v_g, 0)$ et agéostrophiques $\mathbf{V}_a = (u_a, v_a, w)$.

Par décomposition :

$$\frac{\partial u_g}{\partial t} + u_g \frac{\partial u_g}{\partial x} + v_g \frac{\partial u_g}{\partial y} - f v_a = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial t} + u_g \frac{\partial v_g}{\partial x} + v_g \frac{\partial v_g}{\partial y} + f u_a = 0 \quad (2)$$

→ $\frac{\partial}{\partial z}$ (1) et (2)

$$\frac{\partial^2 u_g}{\partial t \partial z} + \frac{\partial u_g}{\partial z} \frac{\partial u_g}{\partial x} + u_g \frac{\partial^2 u_g}{\partial x \partial z} + \frac{\partial v_g}{\partial z} \frac{\partial u_g}{\partial y} + v_g \frac{\partial^2 u_g}{\partial y \partial z} - f \frac{\partial v_a}{\partial z} = 0 \quad (1')$$

$$\frac{\partial^2 v_g}{\partial t \partial z} + \frac{\partial u_g}{\partial z} \frac{\partial v_g}{\partial x} + u_g \frac{\partial^2 v_g}{\partial x \partial z} + \frac{\partial v_g}{\partial z} \frac{\partial v_g}{\partial y} + v_g \frac{\partial^2 v_g}{\partial y \partial z} + f \frac{\partial u_a}{\partial z} = 0 \quad (2')$$

→ En utilisant l'équation hydrostatique et la fréquence de Brunt Väisälä (N), on peut écrire l'équation de masse volumique (3) :

Équation hydrostatique : $\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g$ avec la pression P

Fréquence de Brunt Väisälä : $N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}$

Équation de conservation de la masse avec hypothèse d'incompressibilité : $\frac{1}{\rho_0} \frac{d\rho}{dt} = 0$

$$\Leftrightarrow \frac{1}{\rho_0} \underbrace{\frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y}}_{\frac{D}{Dt}(\rho)} + w \underbrace{\frac{\partial \rho}{\partial z}}_{-\frac{\rho_0 N^2}{g}} = 0$$

$$\Leftrightarrow -\frac{1}{\rho_0 g} \frac{D}{Dt} \frac{\partial P}{\partial z} - w \frac{N^2}{g} = 0$$

$$\xrightarrow{\times(-g)} \frac{1}{\rho_0} \frac{D}{Dt} \frac{\partial P}{\partial z} + N^2 w = 0 \quad (3)$$

→ $\frac{\partial}{\partial x}$ (3) et $\frac{\partial}{\partial y}$ (3)

$$\frac{1}{\rho_0} \left[\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial^2 P}{\partial x \partial z} + \frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial^2 P}{\partial x \partial z} + u_g \frac{\partial^3 P}{\partial x^2 \partial z} + \frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial^2 P}{\partial y \partial z} + v_g \frac{\partial^3 P}{\partial x \partial y \partial z} \right] + \frac{\partial}{\partial x} (N^2 w) = 0 \quad (4)$$

$$\frac{1}{\rho_0} \left[\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial^2 P}{\partial y \partial z} + \frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial^2 P}{\partial x \partial z} + u_g \frac{\partial^3 P}{\partial x \partial y \partial z} + \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial^2 P}{\partial y \partial z} + v_g \frac{\partial^3 P}{\partial y^2 \partial z} \right] + \frac{\partial}{\partial y} (N^2 w) = 0 \quad (5)$$

→ En utilisant l'équilibre géostrophique

$$f \mathbf{V}_g = \frac{1}{\rho_0} \left(-\frac{\partial P}{\partial y}, \frac{\partial P}{\partial x} \right)$$

dans (4) et (5) pour remplacer P par \mathbf{V}_g et en éliminant ρ_0 et f :

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial v_g}{\partial z} = -\frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial v_g}{\partial z} - u_g \frac{\partial^2 v_g}{\partial x \partial z} + \frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial u_g}{\partial z} - v_g \frac{\partial^2 v_g}{\partial y \partial z} - \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial x} (N^2 w) \quad (4')$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial u_g}{\partial z} = \frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial v_g}{\partial z} - u_g \frac{\partial^2 u_g}{\partial x \partial z} - \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial u_g}{\partial z} - v_g \frac{\partial^2 u_g}{\partial y \partial z} + \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y} (N^2 w) \quad (5')$$

→ En remplaçant $\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial u_g}{\partial z}$ dans (1') et $\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial v_g}{\partial z}$ dans (2') :

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_g}{\partial z} \frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial z} \frac{\partial u_g}{\partial y} + u_g \frac{\partial^2 u_g}{\partial x \partial z} + v_g \frac{\partial^2 u_g}{\partial y \partial z} - f \frac{\partial v_a}{\partial z} + \frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial v_g}{\partial z} - u_g \frac{\partial^2 u_g}{\partial x \partial z} \\ - \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial u_g}{\partial z} - v_g \frac{\partial^2 u_g}{\partial y \partial z} + \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y} (N^2 w) = 0 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_g}{\partial z} \frac{\partial v_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial z} \frac{\partial v_g}{\partial y} + u_g \frac{\partial^2 v_g}{\partial x \partial z} + v_g \frac{\partial^2 v_g}{\partial y \partial z} + f \frac{\partial u_a}{\partial z} - \frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial v_g}{\partial z} - u_g \frac{\partial^2 v_g}{\partial x \partial z} \\ + \frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial u_g}{\partial z} - v_g \frac{\partial^2 v_g}{\partial y \partial z} - \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial x} (N^2 w) = 0 \end{aligned}$$

→ En supprimant les dérivées secondes les unes avec les autres :

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} \frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial z} \frac{\partial u_g}{\partial y} - f \frac{\partial v_a}{\partial z} + \frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial v_g}{\partial z} - \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial u_g}{\partial z} + \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y} (N^2 w) = 0 \quad (6)$$

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} \frac{\partial v_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial z} \frac{\partial v_g}{\partial y} + f \frac{\partial u_a}{\partial z} - \frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial v_g}{\partial z} + \frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial u_g}{\partial z} - \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial x} (N^2 w) = 0 \quad (7)$$

→ D'après l'équilibre géostrophique :

$$\begin{aligned}\frac{\partial u_g}{\partial z} &= \frac{g}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho}{\partial y} \\ \frac{\partial v_g}{\partial z} &= -\frac{g}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho}{\partial x}\end{aligned}$$

Et que l'on remplace alors $\frac{\partial u_g}{\partial z}$ et $\frac{\partial v_g}{\partial z}$ dans (6) et (7) :

$$\frac{g}{\rho_0 f} \left[\frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial y} - 2 \frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial y} \right] - f \frac{\partial v_a}{\partial z} + \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y} (N^2 w) = 0 \quad (6')$$

$$\frac{g}{\rho_0 f} \left[2 \frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial x} \right] + f \frac{\partial u_a}{\partial z} - \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial x} (N^2 w) = 0 \quad (7')$$

→ L'équation de continuité nous donne :

$$\frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} = 0 \iff \frac{\partial u_g}{\partial x} = -\frac{\partial v_g}{\partial y}$$

En remplaçant alors dans (6') et (7') :

$$2 \frac{g}{\rho_0 f} \left[-\frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial x} \right] - f \frac{\partial v_a}{\partial z} + \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y} (N^2 w) = 0$$

$$2 \frac{g}{\rho_0 f} \left[\frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial y} \right] + f \frac{\partial u_a}{\partial z} - \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial x} (N^2 w) = 0$$

⇔

$$\frac{\partial}{\partial y} (N^2 w) - f^2 \frac{\partial v_a}{\partial z} = 2 \frac{g}{\rho_0} \left(\frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) = 2Q_2$$

$$\frac{\partial}{\partial x} (N^2 w) - f^2 \frac{\partial u_a}{\partial z} = 2 \frac{g}{\rho_0} \left(\frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) = 2Q_1$$

$$\hookrightarrow \mathbf{Q} = (Q_1, Q_2) = \left(\frac{\mathbf{g}}{\rho_0} \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial \mathbf{x}} \cdot \nabla \rho, \frac{\mathbf{g}}{\rho_0} \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial \mathbf{y}} \cdot \nabla \rho \right)$$

ANNEXE C : Bulletin SPASSO du 18 Mai 2017 pour la campagne *PEACE-TIME*

PEACETIME cruise

SPASSO Images Analysis

18/05/2017 15:56 UTC

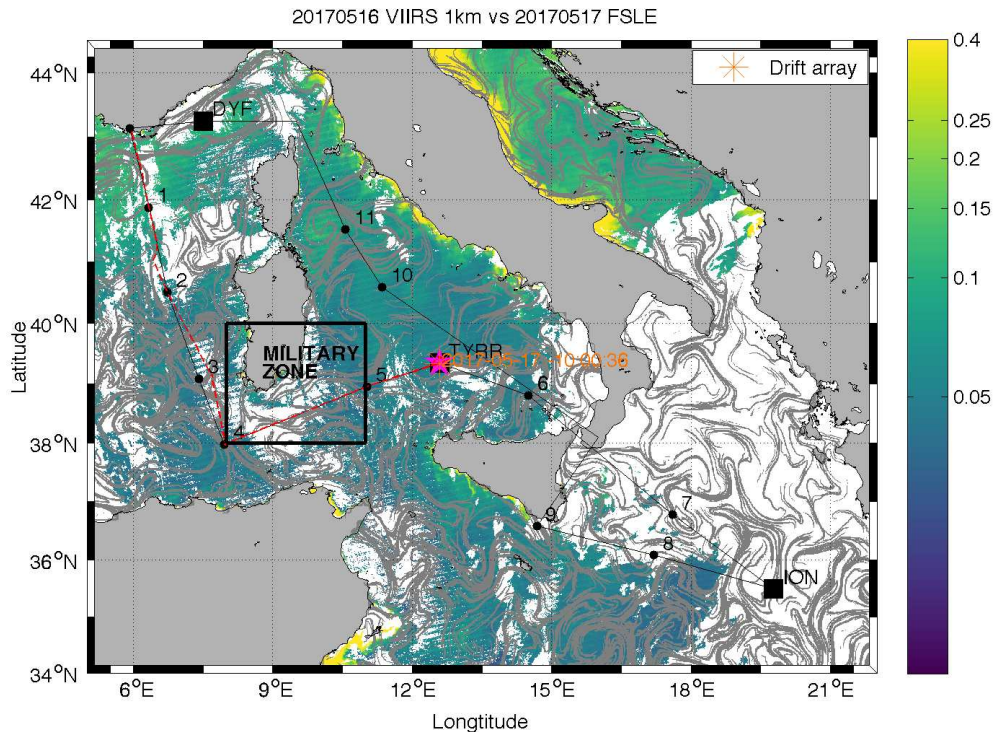
Author(s): A.Doglioli (on board), A. Petrenko, L. Rousselet, A. DeVerneil

Executive Summary

ST_TYRR sampling continues today. We have no news from RV Pourquoi Pas since yesterday afternoon. Please do not forget to inform us about the operations on-board.

ST_TYRR is still under the influence of warm Tyrrhenian waters ($\sim 18-20\text{degC}$).

WARNING: The colorbars for the zoom plots are different than the ones of the regional figures, so regional and close-up figures are not directly comparable. Additionally, note that the SST colorbar range has been adjusted since yesterday to remove over-saturation by warmer water. The upper limit is now 21 degrees C. Also, the position of the quasi-lagrangian drift array from yesterday has been added to the figures. If updated positions are desired, they will need to be sent to Team Bulletin.



Sea Surface Chlorophyll (VIIRS) and FSLE maxima (grey lines)

1 Ongoing operations and upcoming stations

ST_TYRR sampling is currently underway.

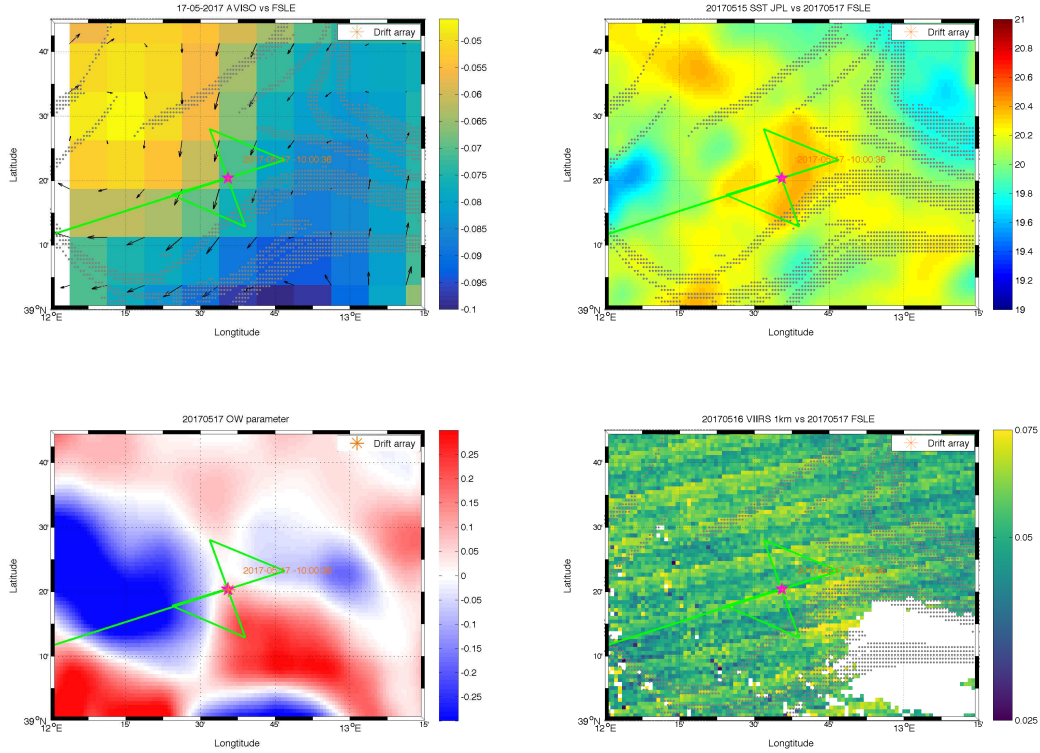


Figure 1: Zoom top: left: Altimetry derived currents (vectors) and FSLE maxima (grey lines) superposed on absolute dynamic topography (colors); right: Sea Surface Temperature (MyOcean, 14-05-2017) and FSLE maxima (grey lines). Bottom: left: Okubo-Weiss parameter (red: strain and blue: vorticity strength); right: Sea Surface Chlorophyll (MODIS) and FSLE maxima (grey lines)

2 Station ST_TYRR

ST_TYRR, as before, is in a region of high SST under the influence of warm Tyrrhenian waters. Okubo-weiss as well as FSLE values near ST_TYRR are still weak and are not associated with any strong features. No chlorophyll data available today; the VIIRS data contain possibly spurious artifacts from data processing (i.e. horizontal banding).

3 Station ST_ION

ST_ION is still located in the Southwestern end of a weakening anticyclonic structure on the margins of a frontogenetic zone as seen in FSLE structures. The Okubo-weiss values near the structure hint it may have advected West. SST in the surrounding area is still high. The extended colorbar suggests that temperatures may be slightly lower in the immediate vicinity of the station, but this may again be an artifact considering there is low satellite coverage today.

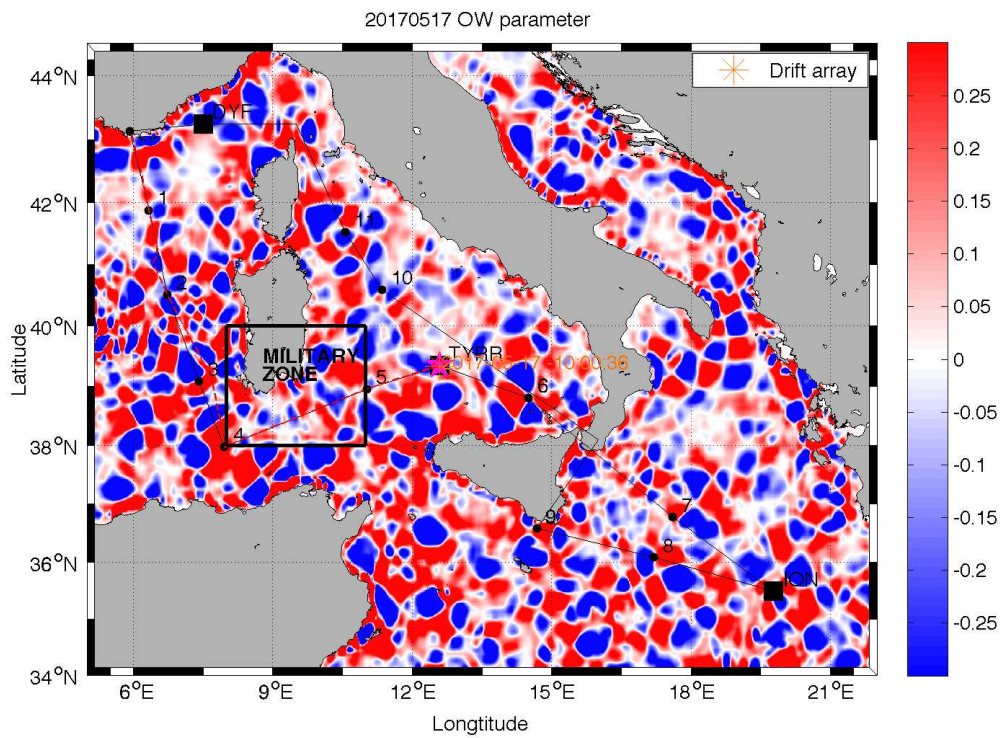
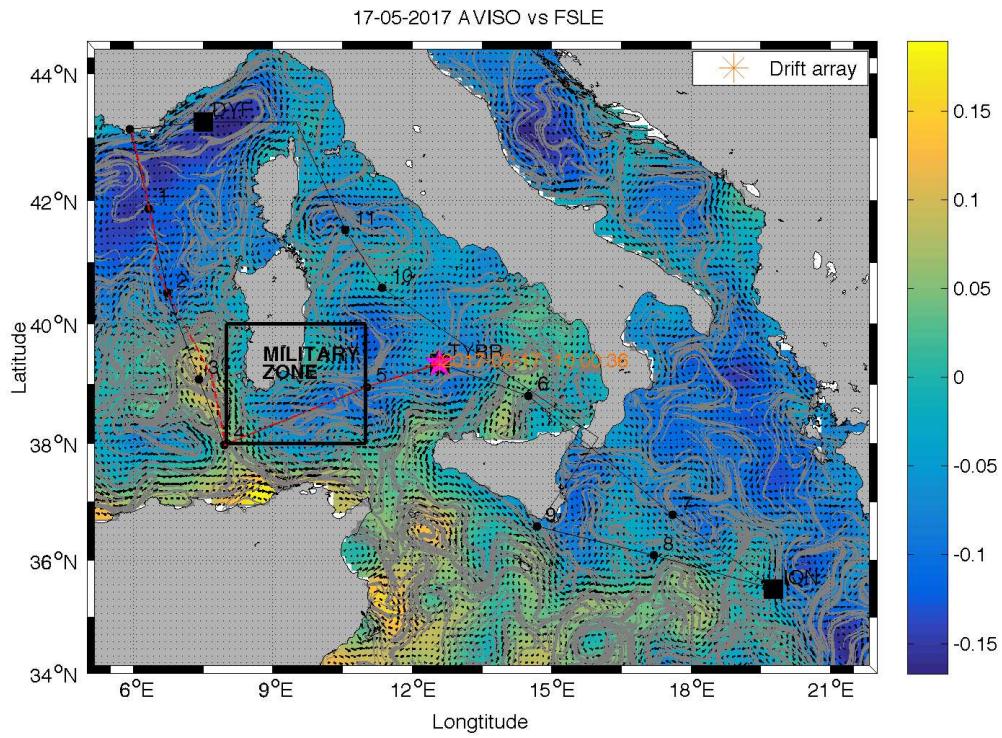


Figure 2: Top: Currents (vectors), FSLE maxima (grey lines) and absolute dynamic topography (colors); Bottom: Okubo-Weiss parameter; red: strain and blue: vorticity strength

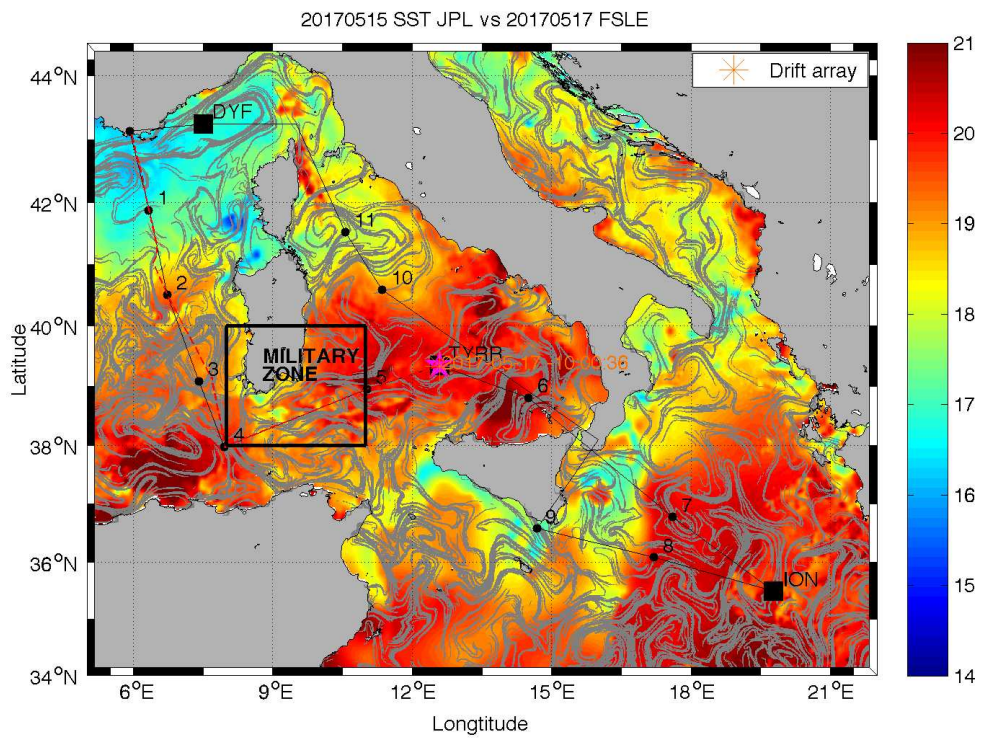
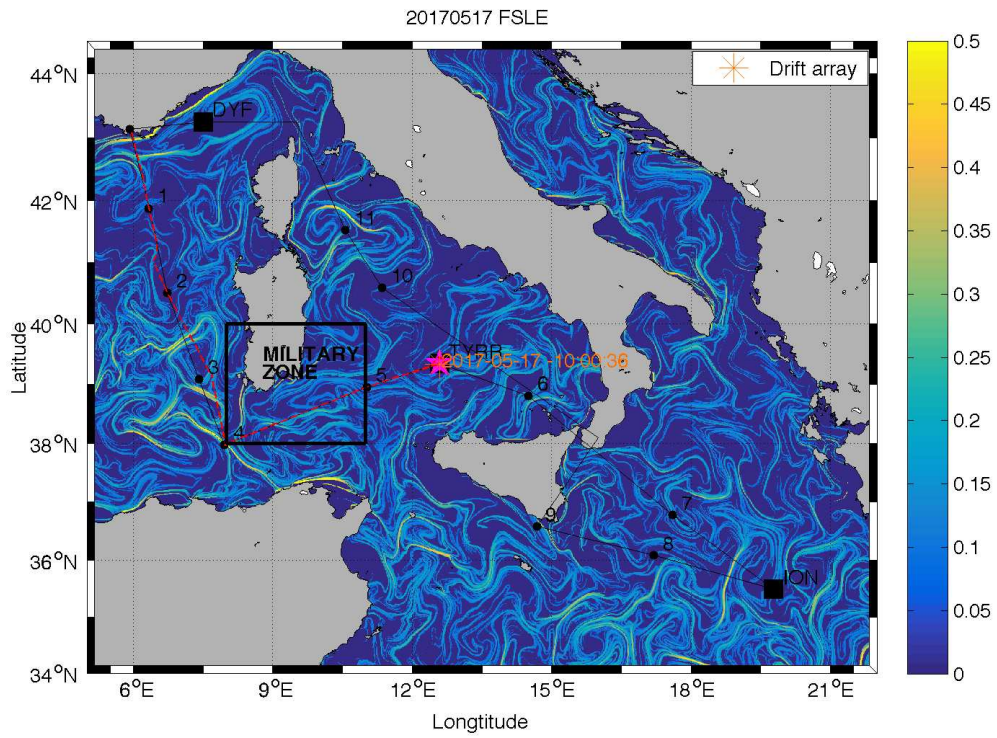


Figure 3: top: FSLE (colorbar). Bottom: Sea surface temperature (JPL) and FSLE maxima (grey lines).

Acknowledgements

The altimetry data are the AVISO Mediterranean regional product:

<http://www.aviso.altimetry.fr/index.php?id=1275>.

The derived currents are processed by SPASSO to derive Eulerian and Lagrangian diagnostics of ocean circulation: OkuboWeiss parameter, particle retention time and advection, Lagrangian Coherent Structures. Sea surface temperature (level 3 and 4, 1 km resolution) and chlorophyll concentration (level 3, 1km resolution, MODISAqua and NPPVIIRS sensors) have been provided by CMEMS Copernicus Marine Environment Monitoring Service (<http://marine.copernicus.eu>). Another SST product (level 4, composite, 1 km resolution) is provided by the Jet Propulsion Laboratory (JPL), Pasadena, CA.

PEACETIME project webpages

<http://peacetime-project.org/>

**ANNEXE D : Article publié dans Biogeosciences : Rousselet et al., 2018,
*Large- to submesoscale surface circulation and its implications on bio-
geochemical/biological horizontal distributions during the OUTPACE cruise
(SouthWest Pacific)***



Large- to submesoscale surface circulation and its implications on biogeochemical/biological horizontal distributions during the OUTPACE cruise (southwest Pacific)

Louise Rousselet¹, Alain de Verneil^{1,4}, Andrea M. Doglioli¹, Anne A. Petrenko¹, Solange Duhamel²,
Christophe Maes³, and Bruno Blanke³

¹Aix Marseille Univ, Université de Toulon, CNRS, IRD, OSU PYTHEAS, Mediterranean Institute of Oceanography MIO, UM 110, 13288, Marseille, CEDEX 09, France

²Lamont-Doherty Earth Observatory, Division of Biology and Paleo Environment, P.O. Box 1000, 61 Route 9W, Palisades, NY 10964, USA

³Université de Bretagne Occidentale (UBO), Ifremer, CNRS, IRD, Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale (LOPS), IUEM, 29280, Brest, France

⁴The Center for Prototype Climate Modeling, New York University, Abu Dhabi, UAE

Correspondence: Louise Rousselet (louise.rousselet@mio.osupytheas.fr)

Received: 27 October 2017 – Discussion started: 3 November 2017

Revised: 12 March 2018 – Accepted: 27 March 2018 – Published: 20 April 2018

Abstract. The patterns of the large-scale, meso- and submesoscale surface circulation on biogeochemical and biological distributions are examined in the western tropical South Pacific (WTSP) in the context of the OUTPACE cruise (February–April 2015). Multi-disciplinary original in situ observations were achieved along a zonal transect through the WTSP and their analysis was coupled with satellite data. The use of Lagrangian diagnostics allows for the identification of water mass pathways, mesoscale structures, and submesoscale features such as fronts. In particular, we confirmed the existence of a global wind-driven southward circulation of surface waters in the entire WTSP, using a new high-resolution altimetry-derived product, validated by in situ drifters, that includes cyclogeostrophy and Ekman components with geostrophy. The mesoscale activity is shown to be responsible for counter-intuitive water mass trajectories in two subregions: (i) the Coral Sea, with surface exchanges between the North Vanuatu Jet and the North Caledonian Jet, and (ii) around 170° W, with an eastward pathway, whereas a westward general direction dominates. Fronts and small-scale features, detected with finite-size Lyapunov exponents (FSLEs), are correlated with 25 % of surface tracer gradients, which reveals the significance of such structures in the generation of submesoscale surface gradients. Additionally, two high-frequency sampling transects of biogeochem-

ical parameters and microorganism abundances demonstrate the influence of fronts in controlling the spatial distribution of bacteria and phytoplankton, and as a consequence the microbial community structure. All circulation scales play an important role that has to be taken into account not only when analysing the data from OUTPACE but also, more generally, for understanding the global distribution of biogeochemical components.

1 Introduction

The zonal trophic gradient of the western tropical South Pacific (WTSP) represents a remarkable opportunity to study the interactions between marine biogeochemical carbon (C), nitrogen (N), phosphorus (P), silica (Si), and iron (Fe) cycles between different trophic regimes. One of the OUTPACE cruise's goals is to understand how N₂ fixation controls production, mineralization and export of organic matter (Moutin and Bonnet, 2015; Moutin et al., 2017). The ocean's circulation, at different time/space scales, can play a key role in biological variability and dynamics. In particular the meso- and submesoscales, which are typical of phytoplankton blooms (Dickey, 2003), enhance carbon export through vertical mo-

tion (Guidi et al., 2012; Lévy et al., 2012) and thus strongly impact the biological pump.

Indeed, mesoscale dynamics (features with time/space scales on the order of months/100 km such as eddies) can affect biological and biogeochemical cycling through transport processes such as horizontal advection, lateral stirring and eddy trapping, as well as through processes that modify nutrients and/or light availability such as eddy pumping, eddy–wind interaction or frontal instabilities (Williams and Follows, 1998; McGillicuddy Jr., 2016). Some observations, mostly collected during the JGOFS programme, have shown the influence of eddy circulation in sustaining primary production in oligotrophic regions (Jenkins, 1988; McGillicuddy and Robinson, 1997). Numerically modelled eddy fields also show an enhancement of biological productivity in most provinces of the North Atlantic Ocean (Oschlies and Garçon, 1998; Garçon et al., 2001). Additional studies also discuss the structuring effect of mesoscale features, such as vortices, on ecological niche composition and distribution, depending on eddy characteristics and eddy stirring (Sweeney et al., 2003; d’Ovidio et al., 2010, 2013; Peruche et al., 2011). Therefore, mesoscale features can have strong ecological impacts through the enhancement of biological production and the creation of favourable conditions for less competitive species, with implications for higher trophic levels.

Smaller-scale dynamics may also have a significant role in the distribution of biological variability. The submesoscale represents the ocean processes characterized by horizontal scales of 1–10 km whose origins might be linked with the stirring induced by mesoscale interactions and frontogenesis (Capet et al., 2008). At this typical scale, the flow can be characterized by strong stretching lines or vortex boundaries creating physical barriers such as fronts or filaments that are associated with sharp gradients. These structures can contribute to the separation or mixing of water masses and thus impact the horizontal distribution of tracers, biogeochemical and biological matter such as biomass of phytoplankton cells at a front boundary. Indeed, microorganisms are buoyant material and their distribution, as well as the biogeochemical components, can be driven by submesoscale activity, whether through direct horizontal advection (Dandonneau et al., 2003) or indirectly following the biogeochemical dynamics. Nitrogen-fixing organisms such as *Trichodesmium* spp., which contribute in sustaining high primary productivity in the Pacific Ocean, are known to concentrate around small-scale features in the North Pacific (Fong et al., 2008; Church et al., 2009; Guidi et al., 2012). In the WTSP, Bonnet et al. (2015) argued that *Trichodesmium* spp. abundances might follow gradient distributions. Besides regulating the spatial distribution of microorganisms, these features can participate in biological dynamics as they can induce vertical movements of nutrient supplies and chlorophyll (Martin et al., 2001). Lévy et al. (2015) showed that the flow field brings populations into contact in frontal areas which can

be characterized by a larger diversity of microorganisms and more fast-growing species. Consequently, submesoscale circulation can influence the planktonic community structure. However, due to their typical scales, mesoscale and submesoscale features require substantial means to be adequately observed (Mahadevan and Tandon, 2006), and their interactions with biogeochemistry and biology are also hard to elucidate due to their ephemeral nature (McGillicuddy Jr., 2016).

In the WTSP the large-scale circulation is dominated by the anticyclonic South Pacific Gyre. The South Equatorial Current (SEC) flows in the equatorial band (0–6° S) from east to west and is divided into multiple branches when approaching the Coral Sea (Webb, 2000; Sokolov and Rintoul, 2000) (Fig. 1). On the western boundary, the East Australian Current (EAC) feeds, through the Tasman Sea, the southern branch of the gyre which then flows east and reaches the Peru–Chile Current (PCC) near the western South American coast (Tomczak and Godfrey, 2013). Several studies indicate a strong mesoscale variability, superimposed on these large-scale patterns, mostly due to barotropic and baroclinic instabilities along with interactions of major currents and jets with the numerous islands of the region (Qiu and Chen, 2004; Qiu et al., 2009; Hristova et al., 2014). As displayed in Fig. 1, the OUTPACE cruise was conducted in the transition area between a zonal band of relatively high eddy kinetic energy south of 19° S (Qiu et al., 2009) and low eddy kinetic energy to the north. The influence of this intense variability, which results in mostly westward-propagating eddies (Chelton et al., 2007; Rogé et al., 2015), has not been fully explored yet (Kessler and Cravatte, 2013), nor have its implications on biogeochemical/biological variations in the region. Recent studies have underlined the role of mesoscale activity as a conveyor of water masses, leading to the discovery of a potential water mass pathway in the Coral Sea (Maes et al., 2007; Ganachaud et al., 2008; Rousselet et al., 2016). This intense mesoscale activity is strongly linked to submesoscale fronts that might be responsible for surface small-scale features in temperature and salinity as shown by Maes et al. (2013) within the Coral Sea. Submesoscale dynamics are also thought to be responsible for ~20% of new production in oligotrophic regions as suggested by Lévy et al. (2014b) using an idealized model. Since the frequency of oceanic fronts and eddy kinetic energy should increase in oligotrophic regions with climate change (Matear et al., 2013; Hogg et al., 2015) the OUTPACE cruise offers an unprecedented opportunity to study large-, meso- and submesoscale influences along a zonal gradient crossing the oligotrophic to ultra-oligotrophic WTSP with coupled physical and biogeochemical measurements.

In this study we place the in situ observations collected during the OUTPACE cruise into a synoptic view of the WTSP circulation at different horizontal scales. We investigate, through a descending approach, the large-, meso- and submesoscale patterns using in situ observations, coupled

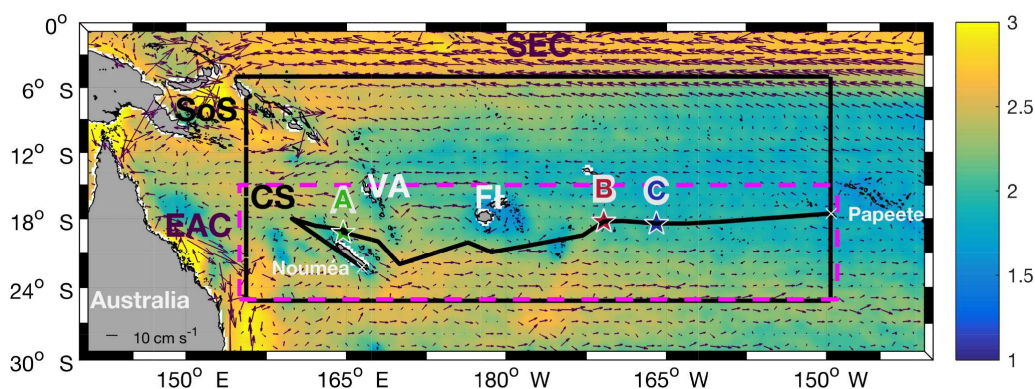


Figure 1. Mean eddy kinetic energy (log scale, colour bar) with surface velocity (arrows in cm s^{-1}) computed for 10 years (2005–2015) from total altimetry-derived surface velocity field. The South Equatorial Current (SEC) and the western boundary East Australian Current (EAC) are indicated. The black line shows the ship track during OUTPACE from Nouméa to Papeete. The positions of the three long-duration (LD) stations are drawn with green, red and blue stars for LD stations A, B and C, respectively. SoS: Solomon Sea; CS: Coral Sea; VA: Vanuatu; FI: Fiji.

with satellite data. Remote sensing provides daily physical and biological information over the entire WTSP for a time period covering the cruise duration and beyond (from 1 June 2014 to 31 May 2015). The inter-comparison between physical Lagrangian diagnostics and available biogeochemical/biological measurements explores the potential influence of each scale on biogeochemical variations. In particular, we propose to focus on the possible impacts of horizontal small-scale ocean circulations on horizontal distribution of temperature, salinity or chlorophyll, as well as on surface phytoplankton. Two original case studies are also presented to illustrate the fine-scale physical influence on horizontal microbial distributions. The use of multidisciplinary approaches, including in situ observations, remote sensing and numerical simulations is the key aspect of this study to investigate the surface circulation at different scales and try to examine their potential influence on the distribution of biogeochemical parameters and major groups of plankton measured during the OUTPACE cruise. In the following, we present the datasets and methods used and we discuss the results for each circulation scale, from large to submesoscale.

2 Materials and methods

2.1 In situ observations

The OUTPACE (Oligotrophy to Utra-oligotrophy Pacific Experiment) cruise performed a zonal transect across the WTSP aboard RV *L'Atalante* from 18 February to 3 April 2015 (Moutin and Bonnet, 2015). The main objectives of the cruise were to study the interactions between planktonic organisms and the cycling of biogenic elements across trophic and N_2 fixation gradients (Moutin et al., 2017). A total of 15 hydrological stations were sampled along the transect as well as three long-duration (LD) stations named

LDA, LDB and LDC (Fig. 1). LD station sampling lasted for almost 8 days each and aimed to study carbon export in three biogeochemically different regions. More details about the sampling strategy are available in Moutin et al. (2017). The multi-disciplinary measurements used in this study are described hereinafter.

Of particular interest to understand the surface dynamics, SVP (Surface Velocity Program) floats were launched during each LD station to investigate the dispersion and the surface circulation relative to 15 m during the sampling period and beyond (Lumpkin and Pazos, 2007). Three SVPs were launched during LDA, six during LDB and four during LDC. The in situ trajectories of the floats were used to validate altimetry-derived surface velocities (see Sect. 2.2, 2.4 and Fig. 2).

Continuous measurements of temperature and salinity were achieved using a thermosalinograph (TSG) that pumped sea water at 5 m depth. TSG data have been corrected and calibrated using independent measurements of salinity from water bottle samples collected daily onboard RV *L'Atalante* (following the procedures described by Alory et al., 2015) and are binned into minutes. In the following, temperature and salinity will refer to absolute salinity and conservative temperature, respectively, according to TEOS-10 standards (McDougall et al., 2012). A Wetstar Sea-Bird fluorimeter was deployed on the underway water flow. The fluorimeter provides measurements proportional to the chlorophyll *a* concentration with a time step of 10–15 min. Discrete samples were taken during the transit to calibrate the fluorimeter using the Aminot and K erouel (2004) method:

$$\text{Chl } a \text{ [mg m}^{-3}\text{]} = 1.99 \times \text{fluorescence value} - 0.083 (R^2 = 0.87, n = 55).$$

Due to technical issues the underway sampling of chlorophyll concentration started on 7 March. Each of these data

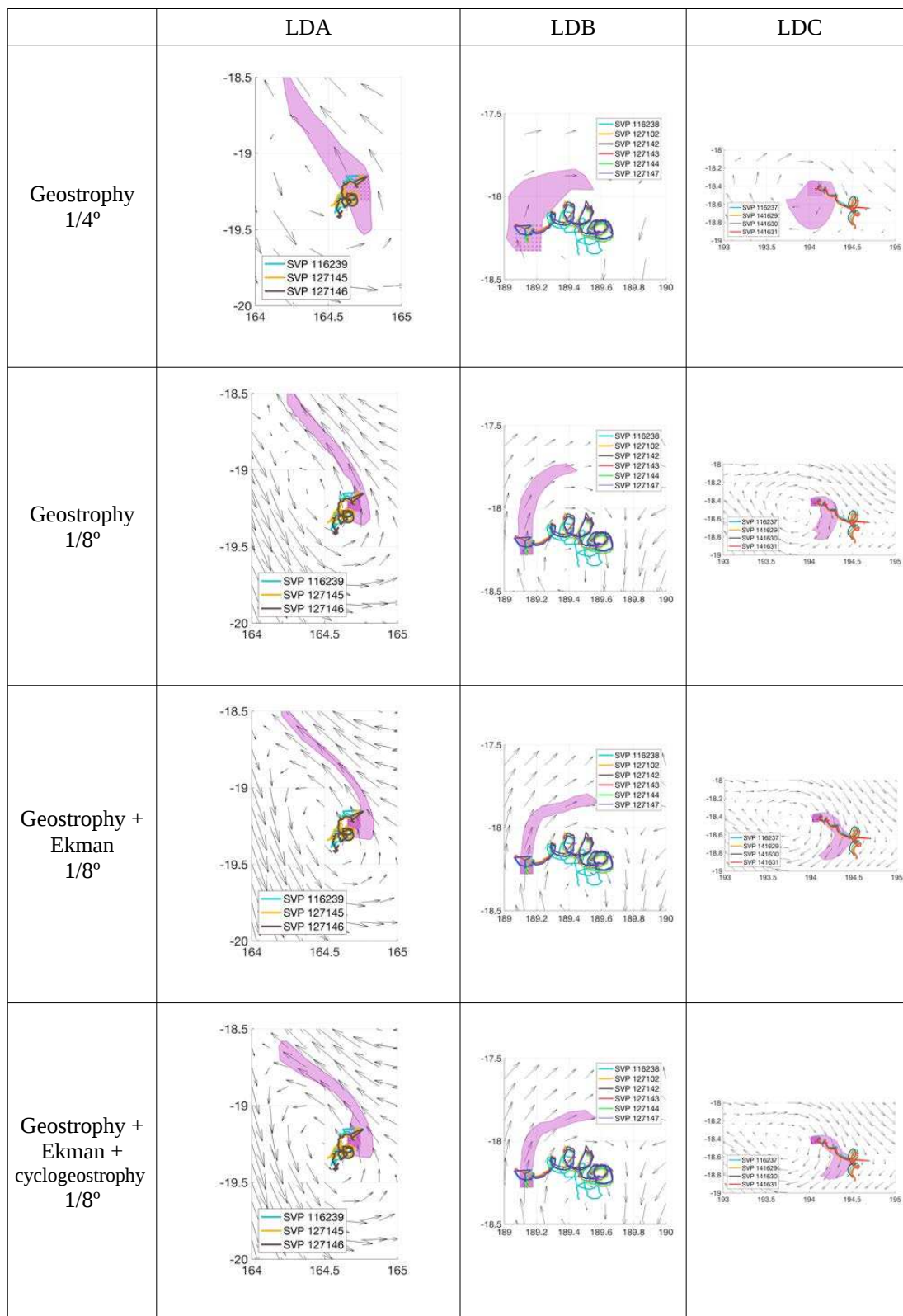


Figure 2. Trajectories of numerical particles computed with Ariane (purple patch) with each satellite products and in situ floats (colours) for 8 days after the starting date of each long-duration station. The surface velocity fields of the last day of particle integration (LDA: 4 March; LDB: 23 March; LDC: 31 March) are also shown with black arrows.

sets has been interpolated on a regular grid of 0.5 km resolution in order to keep the high resolution, but equally distributed along the travelled distance.

Two high-frequency samplings (every 20 min) were performed – the first one upon leaving LDA and the second one upon arriving at LDB – in order to assess variability in 15 different biogeochemical parameters, in particular the dissolved inorganic phosphate (DIP) turnover times and the abundances of bacteria (including the low and high nucleic acid content bacterial groups, LNA and HNA, respectively), *Prochlorococcus*, *Synechococcus* and picophytoeukaryotes (PPEs). Dissolved inorganic phosphate turnover times (TDIP) were determined using a dual ^{14}C - ^{33}P labelling method following Duhamel et al. (2006). As described in Moutin et al. (2017), TDIP represents the ratio between phosphate natural concentration and phosphate uptake by planktonic species (Thingstad et al., 1993). It is considered the most reliable measurement of phosphate availability in the upper ocean waters (Moutin et al., 2008). In the WTSP, the phytoplankton growth is often limited by phosphate availability. Consequently, this parameter gives important information on the biological activity in relation to resource availability: a very short TDIP means rapid utilization of the ambient phosphate present in limiting concentration. To enumerate cell abundances of these different microbial groups, water samples were collected directly from the underway pump, fixed with 0.25 % (*w/v*) paraformaldehyde, flash-frozen and preserved at -80°C until analysis by flow cytometry following the protocol described in Bock et al. (2018). Briefly, bacteria were discriminated in a sample aliquot stained with SYBR Green I DNA dye (1 : 10 000 final) while pigmented groups were discriminated in an unstained sample aliquot. Reference beads (Fluoresbrite, YG, 1 μm) were added to each sample. Particles were excited at 488 nm (plus 457 nm for unstained samples) and bacteria were discriminated based on their green fluorescence and forward scatter (FSC) characteristics, while *Prochlorococcus*, *Synechococcus* and PPEs were discriminated based on their chlorophyll (red) fluorescence and FSC characteristics. LNA and HNA groups were further distinguished based on their relatively low and high SYBR Green fluorescence, respectively, in a green fluorescence vs. side-scatter plot. *Prochlorococcus* were further distinguished from *Synechococcus* by their relative lack of a phycoerythrin signal (orange fluorescence). Using a FSC detector with small particle option and focusing a 488 nm plus a 457 nm (200 and 300 mW solid state, respectively) laser into the same pinhole greatly improved the resolution of dim surface *Prochlorococcus* population from background noise in unstained samples. Because the *Prochlorococcus* population cannot be uniquely distinguished in the SYBR stained surface samples, bacteria were determined as the difference between the total cell numbers of the SYBR stained sample and *Prochlorococcus* enumerated in unstained samples. Cytograms were analysed using FCS Express 6 Flow Cytometry software (De Novo

Software, CA, US). These data are used to investigate the small-scale distribution of the different microbial community groups and its relation with the concomitant dynamics at submesoscale. To investigate each picoplankton group variability with respect to the other with more clarity, abundances are displayed in terms of cell count deviation. The latter represents the difference between picoplankton group abundance (cell mL^{-1}) measured at a certain location and the mean of the respective picoplankton group abundances throughout the transect.

2.2 Satellite data

Several satellite datasets were exploited during the campaign to guide the cruise through an adaptive sampling strategy using the SPASSO software package (<http://www.mio.univ-amu.fr/SPASSO/>, last access: 16 April 2018) following the same approach as described for previous cruises such as LATEX (Doglioli, 2013; Petrenko et al., 2017) and KEOPS2 (d'Ovidio et al., 2015). SPASSO was also used after the cruise in order to extend the spatial and temporal vision of the in situ observations.

Four different altimetry-derived velocity products were tested in this study to choose the product that best represents the surface circulation during the cruise. First the daily Ssalto/Duacs product (Ducet et al., 2000), from the AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic 3) database, for the period from 1 January 2004 to 31 December 2015, was used to extract daily delayed-time maps of absolute geostrophic velocities ($1/4^{\circ} \times 1/4^{\circ}$ on a Mercator grid, since 15 April 2014).

Three other altimetry products were specifically produced, for the first time, at $1/8^{\circ}$ resolution for the WTSP region by Ssalto/Duacs and CLS (Collecte Localisation Satellites), with support from CNES (Centre National d'Études Spatiales), from June 2014 to June 2015. In particular, they provided daily maps of absolute geostrophic velocities, daily maps of the sum of absolute geostrophic velocities and Ekman components, and the same product as the latter that also includes a cyclogeostrophy correction (Penven et al., 2014). Ekman surface currents refer to the wind-induced circulation relative to 15 m and are computed from ECMWF ERA-Interim wind stress with an Ekman model fitted onto drifting buoys (Rio et al., 2014).

A preliminary comparison between Lagrangian numerical particle trajectories (see Sect. 2.3.1), computed with each of the above products, and the observed trajectories of the different floats launched during OUTPACE (Sect. 2.1) allowed us to identify the product including geostrophic and Ekman components with the cyclogeostrophy correction (hereafter total altimetry-derived velocity field) as the most accurate in situ surface currents (see Sect. 2.4).

Daily near-real-time maps of sea surface temperature (SST) and ocean colour were also specifically produced for the WTSP from December 2014 to May 2015 by CLS

with support from CNES. They are constructed with a simple weighted data average over the 5 previous days (giving more weight to the most recent data), and have a $1/50^\circ$ resolution (2 km at the Equator) in latitude and longitude. The temperature product corresponds to maps of SST deduced from a combination of several intercalibrated infrared sensors (AQUA/MODIS, TERRA/MODIS, METOP-A/AVHRR, METOP-B/AVHRR). The ocean colour product corresponds to maps of chlorophyll concentration issued from the Suomi/NPP/VIIRS sensor (<http://npp.gsfc.nasa.gov/viirs.html>, last access: 16 April 2018). These satellite data are compared with in situ data from the underway survey. A correlation of 0.8 between in situ measurements and co-located satellite data validates the satellite-derived SST and chlorophyll concentration. A supplementary correlation with the daily high-resolution SST blended from NCDC/NOAA (Reynolds et al., 2007) and in situ SST showed a similar correlation. These results corroborate the accuracy of the CLS products in our region of interest.

2.3 Lagrangian diagnostics

2.3.1 Surface water mass pathways detection

To investigate the water mass movements at large and mesoscale, we used the Lagrangian diagnostic tool Ariane that can trace water mass movements from the trajectories of numerical particles that enter and exit a predefined domain (Blanke and Raynaud, 1997; Blanke et al., 1999). In this study the numerical particle trajectories are computed with altimetry-derived surface currents from the products listed above (see Sect. 2.2). As many Lagrangian particles as desired can be integrated in two different ways: backward in time to assess the origins of the water masses or forward in time to investigate their fate. Additionally, this Lagrangian tool allows for the computation of two different diagnostics: (i) qualitative diagnostics that compute typically few particles with a steady recording of the positions along their trajectories and (ii) quantitative diagnostics that compute thousands of particles with statistics available for initial and final positions, and with the diagnostic of the main pathways. In this study we use three different configurations of the Ariane tool depending on the objectives.

First, to identify the altimeter product that best fits the observed trajectories of the floats launched during OUTPACE, a comparison is performed, in the following Sect. 2.4, with the trajectories of 100 numerical particles. These particles were initially positioned around the launching position of the floats with a resolution of 1–2 km.

The particles were advected forward in time for 96 (LDA), 78 (LDB) and 70 (LDC) days, corresponding to the time lapse between the launch day of the floats and the last available day of satellite data. These qualitative experiments allow for the comparison of successive positions (every 6 h) of numerical particles computed with the four different prod-

ucts and those of the floats. Thus the choice of the best surface velocity product relied on the best fit between observed and numerical trajectories (see Sect. 2.4).

To study the large-scale circulation in the WTSP, quantitative experiments were performed to find the main pathways of the waters entering and exiting the box contouring the WTSP (Fig. 3). Particles were launched along each section of the box (north, east, south, west) and advected forward with the total altimetry-derived surface currents. We simulated 10 years of particle trajectories by repeating 10 times the available dataset. We compared the results of this simulation with the 10-year integration of available geostrophic AVISO surface currents over this time period. The comparison between these simulations ensures that the use of a 1-year time period looped several times does not significantly modify statistical outputs. It is clearly more interesting to use CLS data instead of commonly used AVISO geostrophic surface currents because they include the wind effect and cyclogeostrophy with higher resolution, as well as better fitting with in situ data.

Another objective is to identify the mesoscale trajectories of surface water masses sampled at each of the LD stations. Backward and forward quantitative experiments were performed to identify the main pathways of the surface water masses arriving and leaving each LD station using total altimetry-derived surface currents. Almost 1 million numerical particles were initially distributed along a square box surrounding the position of the LD station. The calculations were stopped whenever the particles return to the initial box (hereafter called meanders) or were intercepted on one of the four remote sections located around the LD station. The boxes size are tuned in order to minimize meanders and the loss of particles in the domain. The percentage of both quantities are reported in Table A1 in Appendix A. Forward computation times are identical to the qualitative diagnostics. For backward experiments, the particles were advected for 183 (LDA), 201 (LDB) and 209 (LDC) days corresponding to the maximum time lapse allowed by CLS satellite data availability.

2.3.2 Eddies and filaments identification

To set up the mesoscale context during the OUTPACE cruise, we used the Lagrangian averaged vorticity deviation method (Hadjighasem and Haller, 2016; Haller et al., 2016) that allows identification of coherent structures from altimetry-derived surface velocity fields (code available at <https://github.com/Hadjighasem/Lagrangian-Averaged-Vorticity-Deviation-LAVD>, last access: 16 April 2018). The detected features are able to trap water masses for a certain period (defined by the integration time) and transport them along their route. In this study we computed the detection with the total altimetry-derived velocity field and chose an 8-day time integration with respect to the duration of LD stations. Indeed, this time interval provides a confirmation or rebuttal of the assumption that LD

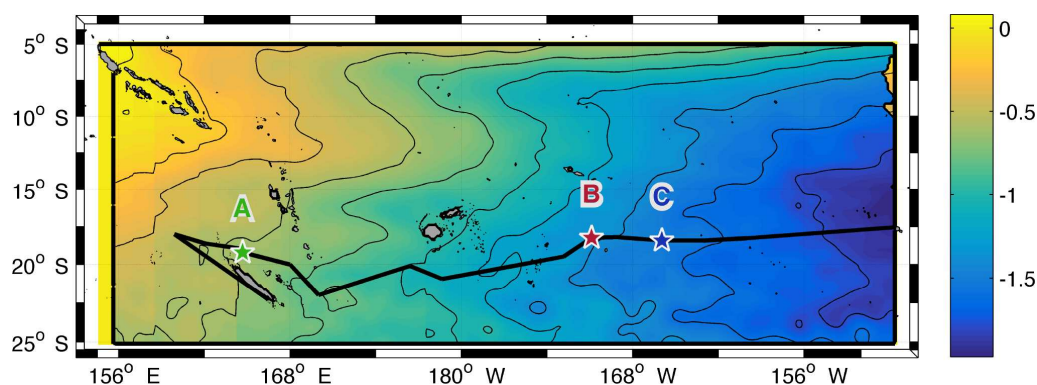


Figure 3. Total transport (Sv, colour bar) and stream function (black lines with contour interval of 0.25 Sv) computed for 10 years with the total altimetry-derived surface velocity field. The ship track and locations of OUTPACE LD stations are indicated with the black line and coloured stars as in Fig. 1.

stations have been performed in a coherent structure, as targeted during the cruise. This Lagrangian diagnostic is also compared with a hybrid Lagrangian and Eulerian approach combining the calculation of the Okubo–Weiss (OW) parameter and a retention parameter (RP), computed with the same velocity field. The OW parameter identifies structures such as eddies by separating the flow into a vorticity-dominated region and a strain-dominated region (Okubo, 1970; Weiss, 1981). The RP identifies the number of days a fluid parcel remains trapped within a structure core, defined by a negative OW parameter. Both parameter calculations are detailed in d’Ovidio et al. (2013). As for the LAVD detection method, the RP allows for the identification of potentially trapping coherent structures.

Submesoscale flow features in two-dimensional data are evaluated with altimetry-derived finite size Lyapunov exponents (FSLE), computed with the algorithm of d’Ovidio et al. (2004). This Lagrangian diagnostic detects frontal zones on which passive elements of the flow should theoretically align. Here we used the total altimetry-derived velocity field to compute the algorithm. The main parameter values for the algorithm are described in de Verneil et al. (2017). The OUTPACE cruise occurred in the relatively open ocean and far enough from islands to trust the FSLE diagnostic calculated from altimetry.

We compare the horizontal positions of the fronts, detected with FSLE, with surface gradients measured both with the TSG (temperature and salinity) and the underway survey (chlorophyll). Indeed, these high-frequency samplings provide access to submesoscale gradients. A point-by-point correlation is calculated whenever a strong gradient of density (or chlorophyll) corresponds or not to a high FSLE value (i.e. $> 0.05 \text{ day}^{-1}$) indicative of a front. Sensitivity tests have been performed to choose the thresholds on density (chlorophyll) gradients to ensure the stability of the correlations calculated. These tests ended with the selection of gradient larger than $0.1 \text{ kg m}^{-3} \text{ km}^{-1}$ and a $0.2 \text{ mg m}^{-3} \text{ km}^{-1}$

as thresholds for density and chlorophyll gradients, respectively.

2.4 Comparison of satellite products with in situ drifters

The choice of the satellite product that best represents the surface dynamics relies on a qualitative comparison between the trajectories of in situ floats launched during the OUTPACE cruise (see Sect. 2.1) and the trajectories of numerical particles computed with each of the satellite-derived velocity field described in Sect. 2.2. Figure 2 shows the 8-day trajectories of in situ floats and numerical particles at each long-duration station and for each satellite-derived products considered (geostrophy $1/4^\circ$; geostrophy $1/8^\circ$; geostrophy and Ekman $1/8^\circ$; geostrophy, Ekman and cyclogeostrophy $1/8^\circ$). The comparison is restricted to 8 days for a better visualization and to be consistent with the duration of the LD stations. In the case of station LDA, none of the products displays a significant improvement of numerical trajectories. This lack of refinement between the different products may be due to the lack of accuracy of satellite products when getting close to coasts. Indeed, altimetry measurements are not well resolved close to the coast, and especially near New Caledonia, where the topography and bathymetry are very complex. In the cases of LDB and LDC, the increase in resolution does not modify the general pattern of the trajectories. However, when adding the Ekman component, we can notice an improvement in the direction of the numerical particle trajectories. Even if the particle positions are offset, their direction are consistent with those of in situ drifters. Cyclogeostrophy seems to accelerate the particles’ displacements. The final positions of the numerical particles are closest to the final position of in situ drifters in the case of LDC. This latter point is not surprising considering that cyclogeostrophy represents the centrifugal acceleration. In the context of the OUTPACE cruise, we consider that the LDB and LDC examples illustrate clear improvements of the new satellite product includ-

ing geostrophy, the Ekman component and cyclogeostrophy. In the case of LDA neither clear improvement nor deterioration is obvious on the trajectories. Moreover, when considering the surface circulation, it also remains important to take into account the wind effect, through the Ekman component, as it will strongly influence the trajectories of surface waters at large, meso- and submesoscale. As most of the diagnostics used in this study are calculated through particle trajectory computations, the Ekman component is of major significance. As a consequence, and to stay consistent throughout this study, we used the product combining geostrophy, the Ekman component and cyclogeostrophy at $1/8^\circ$ resolution, referred to as the total surface altimetry-derived velocity field, to compute every diagnostic.

3 Results and discussions

3.1 Large-scale wind-driven pathways

The geostrophic large-scale mean circulation and directions of the main currents in the WTSP are well established from the literature. However, the trajectories and pathways of surface waters may change and be more complex when the effect of the wind is added and resolution is increased especially in the context of inter-annual ENSO (El Niño–Southern Oscillation) variability. We decided to use a Lagrangian integration of numerical particles to simulate the transport of surface fluid parcels at the scale of the WTSP region using altimetry-derived ocean currents including the wind effect. Figure 3 shows the transport calculated from the sum of almost 13 million numerical particles advected with the total surface altimetry-derived flow for 10 years (see Sect. 2.3.1). This figure highlights the westward transport of the SEC in the northwestern part of the domain, as well as the eastward transport at 10° S due to the output of the South Equatorial Countercurrent (SECC) from the Solomon Sea (Ganachaud et al., 2014). Both these pathways follow the well-known circulation of the SEC and SECC in this region. An eastward flow south of Fiji is also detectable in Fig. 1 but does not seem to influence surface transport (Fig. 3). This flow has been discussed in several studies and is named the South Tropical Countercurrent (STCC) (Qiu and Chen, 2004). Additionally, a clear surface meridional transport is noticeable from 10 to 25° S. In the very southeastern part of the domain some surface waters seem to recirculate to the east from 170° W, which is probably an indicator of the gyre circulation. The meridional transport does not correspond to any general surface geostrophic current previously described in the literature (Tomczak and Godfrey, 2013; Kessler and Cravatte, 2013; Ganachaud et al., 2014) but is mainly due to the south-easterly trade winds. This meridional component appears due to the addition of the Ekman component in altimetry surface velocities (Fig. A1, Appendix A). The large-scale transport of surface waters in the OUTPACE area

is thus a combination of the transport by general well-known surface currents and wind-driven circulations. Most of the surface waters travel southwest from the northern Ariane section, with a significant part that originates from northeast. At the scale of the WTSP, the individual transport calculated from each initial section (see Sect. 2.3.1) reveals that 80 % of the surface waters crossed during the OUTPACE cruise originate from the “north” section, 8–15 % from the “east” section and very few from the “south” and “west” sections (Fig. A2). We can thus identify a general wind-driven surface transport in the WTSP as follows: the surface waters enter the WTSP from the northeast with the SEC and are gradually advected to the south with a part (east of 170° W) that directly recirculates within the gyre and another part (west of 170° W) that follows a southwestern propagation through the different WTSP archipelagos. These results obtained with a Lagrangian diagnostic complete the largely elucidated Eulerian vision of the large-scale circulation in the WTSP.

Very few reports have studied the surface transport inferred by the wind in the WTSP. Indeed, Tomczak and Godfrey (2013) calculated a stream function from wind stress and showed a global westward transport with very little meridional transport except in the EAC, which is very close to the Australian coasts. Kessler and Cravatte (2013) also computed the Sverdrup transport stream function calculated from Godfrey’s island rule and the wind stress curl field in the Coral Sea. They identified a comparable southward transport as visible in Fig. 3, between 7 and 12° S, due to the SECC. However, between 12 and 25° S, they identified a westward transport whereas we show a meridional transport from north to south. Considering the large-scale biogeochemical distribution, two types of waters can be differentiated: the relatively oligotrophic but richer Melanesian waters (from 160° E to 170° W) and the ultra-oligotrophic gyre waters (east of 170° W) (Fumenia et al., 2018). The wind-driven surface transport highlighted here could participate in the biogeochemical variations between western and eastern waters. Moreover, the path through the Melanesian area, which includes the multiple islands from Papua New Guinea to Fiji (140° E– 170° W), may enrich these waters due to the contact with multiple islands. This could explain the relatively higher productivity of these waters, whereas waters that directly recirculate within the gyre keep their ultra-oligotrophic characteristics.

The WTSP circulation is also strongly impacted by ENSO conditions, responsible for SST variability on inter-annual to decadal timescales (Sarmiento and Gruber, 2006). A negative Southern Oscillation index (SOI), El Niño phase, is characterized by a decrease or even an overturn of trade winds whereas during La Niña phase (positive SOI) trade winds are strengthened. The mean wind velocity measured during OUTPACE is shown to be close to mean velocities during El Niño (data not shown) and Moutin et al. (2017) clearly showed that the OUTPACE cruise took place during an El Niño phase, but they determined that climatological effects,

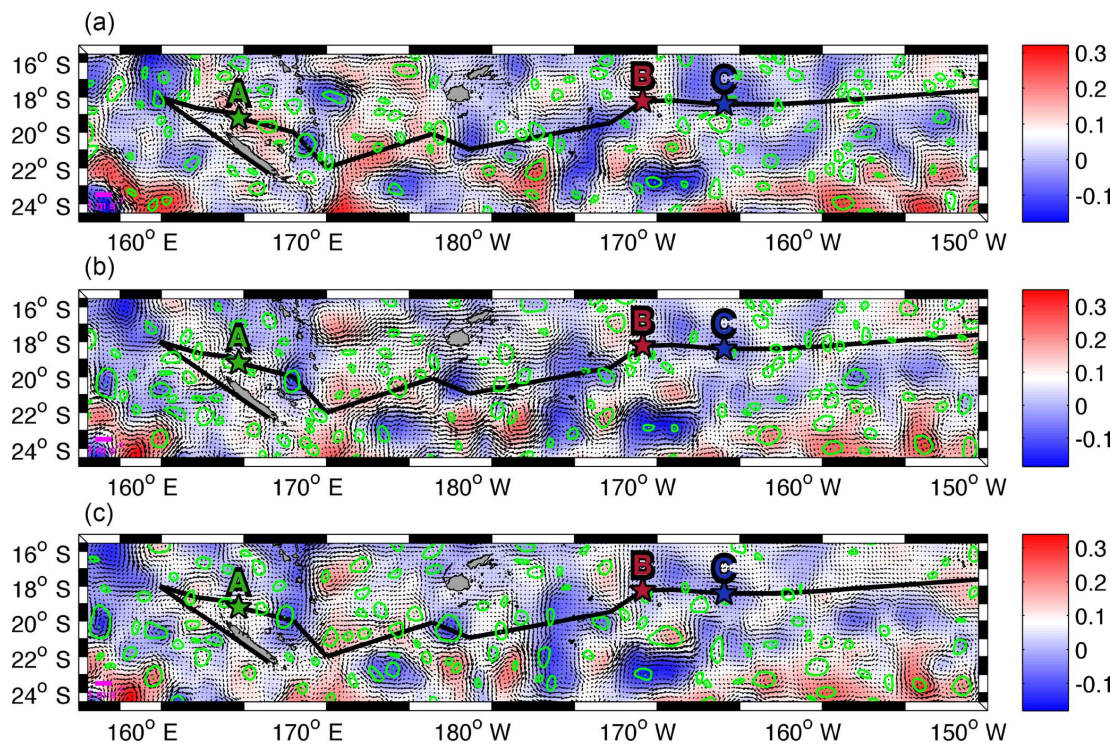


Figure 4. Daily sea surface level anomaly (m, colour bar) and velocity field (m s^{-1}) from the total altimetry-derived surface product for the first day of LDA (25 February, **a**), LDB (15 March, **b**) and LDC (23 March, **c**). Contours of LAVD-detected structures are drawn in green. The centre of the structures is also indicated by a green point. The ship track and locations of OUTPACE LD stations are indicated with the black line and coloured stars as in Fig. 1.

upon the results of the cruise, were minimized for biogeochemical sampling. However we show that the circulation and transport are still strongly influenced by the trade winds.

As this region is characterized by an intense mesoscale circulation, we can also expect that it participates in the biogeochemical variations in the region. Thus we investigate the mesoscale feature trajectories on the entire WTSP and in particular the mesoscale circulation around three biogeochemically different locations: (i) LDA, located in the Coral Sea, at the end of the surface waters' journey across the WTSP; (ii) LDB, in the Melanesian waters, west of the transition zone with gyre waters; and (iii) LDC, in the gyre waters.

3.2 Mesoscale activity and trajectories of surface waters

The major goal in this section is to identify whether mesoscale activity, and in particular trapping features, actively participates in the transport of different water mass properties across the WTSP. The LAVD method is chosen in order to track the coherent structures for a time period of 8 days (see Sect. 2.3.2). Figure 4 shows the total altimetry-derived velocity field and the mesoscale structures identified for the first day of each LD station (LDA, LDB and LDC). It reveals that many mesoscale structures are detected by the LAVD method in the entire WTSP with no specific re-

gion with higher abundances of these features. To ensure that this recent detection method is consistent with previous approaches that identify mesoscale features (Eulerian Okubo–Weiss parameter) or retention areas (RP), we compare the structures detected with both approaches. A comparison with the OW parameter method shows a good agreement with the LAVD detection method. Indeed, a mean OW parameter value of -0.24 day^{-2} is calculated inside the contour of coherent structures detected with the LAVD method. It indicates that wherever a coherent structure is identified, the OW parameter also identifies a mesoscale feature. Most of the mesoscale structures detected with the LAVD method are also identified as retention areas, with the RP, ensuring the trapping characteristics of these features (Fig. A3). A tracking of these coherent structures highlights that they all show a general westward propagation as expected from the mean circulation in this area.

Coherent mesoscale features are well known to participate in the surface biogeochemical variations through eddy trapping and transport. Unfortunately, in our case, we are not able to observe the trapping and transport of different water masses by the mesoscale structures with in situ data. Indeed, the zonal equidistant biogeochemical sampling during OUTPACE did not sample both mesoscale features and surrounding waters. Consequently no differentiation is possi-

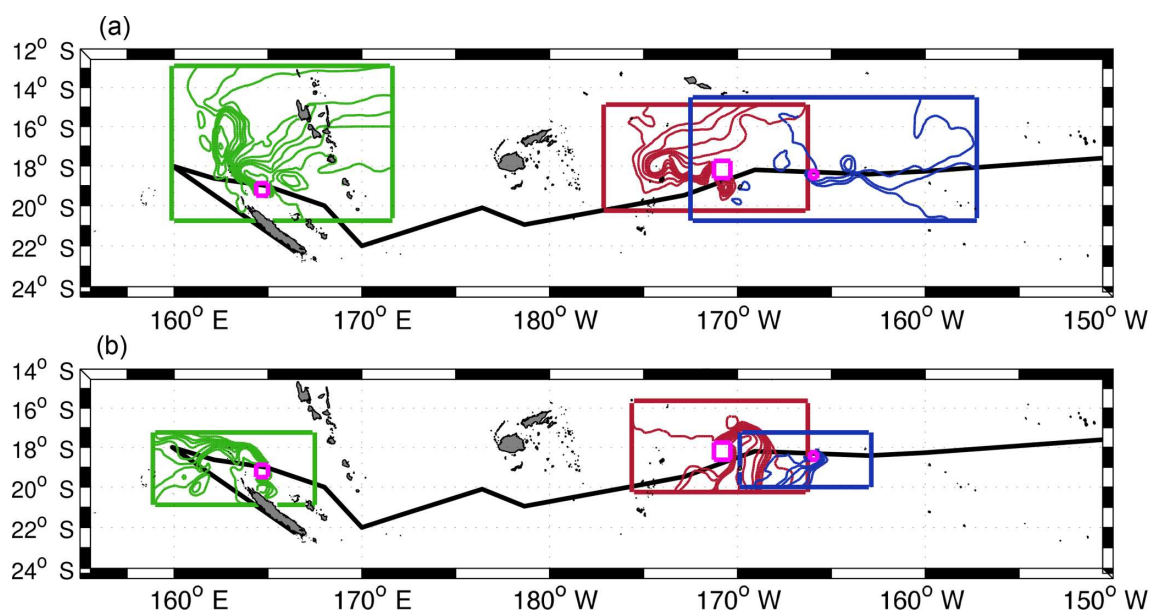


Figure 5. Backward (a) and forward (b) stream functions for LDA (green lines), LDB (red lines) and LDC (blue lines). Numerical particles are initially launched on the magenta boxes which represent the position of each LD station. The domain limit of each Ariane Lagrangian analysis is shown by the large green, red and blue boxes respectively. The ship track of OUTPACE is indicated with the black line.

ble between potentially trapped waters and surrounding waters. The small differences between water mass properties in this region (Gasparin et al., 2014) may also make it difficult to confidently notice a biogeochemical marker of different water masses. Even if, in this case, the influence of mesoscale activity, through eddy trapping and transport, on biogeochemical variations is not directly visible on in situ data, the role of mesoscale dynamics on the trajectories of surface waters can document the possible exchanges between biogeochemically differentiated regions.

Here we also dynamically explore the origins and fates of surface waters sampled during each LD station located in three different environments. LDA is situated on the path of the westward North Caledonian Jet (NCJ), which flows between New Caledonia and Vanuatu, in relatively highly productive waters (Fig. 6). Far to the east, LDB is positioned near the limit between oligotrophic and ultra-oligotrophic waters inside a phytoplankton bloom whereas LDC is located in nutrient-poor waters in the South Pacific (SP) gyre (Fig. 6). Figure 5 shows the stream functions calculated from numerical particle advection using total altimetry-derived surface velocities (see Sect. 2.3.1). These stream functions represent the origin (Fig. 5a) and the fate (Fig. 5b) of each LD stations' waters, respectively the backward and forward computations. One would expect LDA surface waters to come from the east as it is located on the path of the westward NCJ. However they seem to have multiple origins: (i) easterly, directly from the NCJ transport; (ii) northerly, directly from waters that have circulated between the Vanuatu islands before heading south to LDA; and (iii) from a meridional tortuous recircula-

tion path ($\sim 162^\circ$ E) within the Coral Sea. After LDA sampling, an intense signature of the NCJ is detected at the surface. Another portion of surface waters directly crash on New Caledonia's northern coast. In the eastern WTSP, LDB surface waters seem to follow the same general path: they flow from northeast towards southwest before they reach a group of islands and then recirculate to the east towards LDB. After LDB sampling, they continue their way to the east before heading back to the south or to the south-west. Further east, as one would expect, the waters sampled during LDC travelled from the east and flow to the west after LDC (Fig. 5). We notice a recirculation area east of LDC where the waters seemed to follow a looping trajectory before reaching LDC. Both Lagrangian methods (LAVD detection and advection of numerical particles) detect a coherent mesoscale structure that travelled westward in the surrounding region of LDC.

The identification of coherent structures during OUTPACE revealed that only station LDC could be influenced by a trapping structure. A tracking of this structure, as well as the high rates of meanders (70 and 44 % for backward and forward integration, respectively) (Table A1), suggests that this coherent structure crossed the LDC sampling area. Indeed, some CTD casts were performed inside or near the boundary of this structure, whereas others, mostly at the end of the station, were realized after the crossing of the structure. This observation can be associated with the results of de Verneil et al. (2018), who identified, with in situ data, a modification in the water mass composition throughout the station. We thus suggest that the change in the physical environment during LDC could be due to the westward transit of

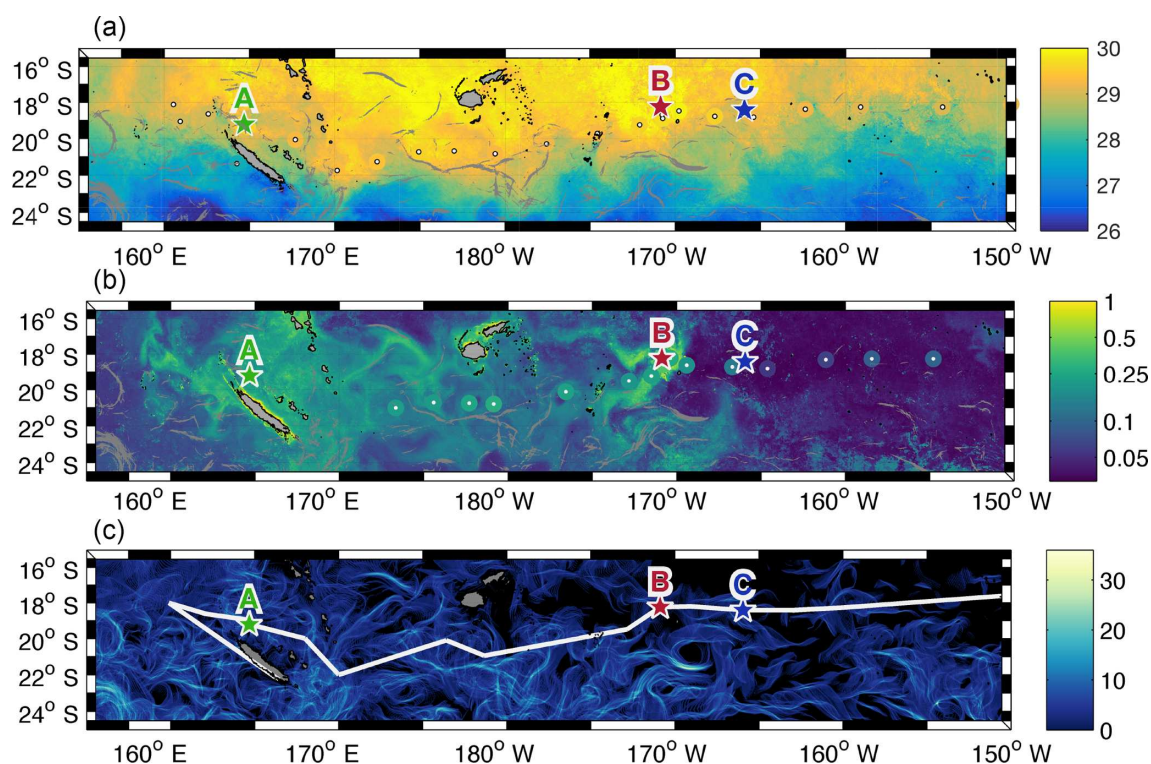


Figure 6. (a) Lagrangian satellite sea surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) (for the time period of the OUTPACE cruise, adapted from de Verneil et al., 2017) from CLS superimposed with 5-day weighted mean of sea surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) from TSG (coloured circles with centres indicated in white). (b) Lagrangian satellite-derived surface chlorophyll concentration (mg m^{-3}) (for the time period of the OUTPACE cruise, adapted from de Verneil et al., 2017) from CLS superimposed with 5-day weighted mean of surface chlorophyll concentration (mg m^{-3}) measured onboard during OUTPACE (coloured circles with centres indicated in white). Fronts are present for at least 10 days during the OUTPACE cruise are indicated in grey in both figures. (c) Recurrence of FSL structures (number of days of FSL presence, colour bar).

this coherent structure across LDC sampling site. Although only the trajectories at the LDC sampling site seem to show a direct influence of water mass transport through coherent mesoscale structure, the trajectories at LDA and LDB still highlight some interesting mesoscale paths (circulation at the scale of the order of 10–100 km). Around LDA, both (i) and (ii) origins agree with the integrated transport entering the Coral Sea induced by the complex topography (Kessler and Cravatte, 2013). The westward circulation scheme is consistent with previous studies focusing on the NCJ (Ganachaud et al., 2008; Gasparin et al., 2011) and more consistently with the results analysed by Barbot et al. (2018) within the same context and cruise. The pathway that crashes on New Caledonia's coast might not be so relevant due to the satellite's lack of resolution near coastal areas. The meridional recirculation previously determined suggests that eddy–eddy interactions might be responsible for the emergence of complex paths between the NVJ (North Vanuatu Jet) and the NCJ. Moreover, backward and forward stream functions cross around station LDA, which suggests that the area between New Caledonia and Vanuatu is a region of complex recirculation with waters that stay in this region for a while before exiting the Coral Sea. These observations match the area described by Rous-

selet et al. (2016) as the region of exchange between NCJ and NVJ waters through eddy trapping and transport. We identify a probable water mass mixing area, in the Coral Sea centre, through complex mesoscale stirring. This stirring may also create surface gradients as depicted by Maes et al. (2013). Around LDB, an eastward path is detected that could match with the eastward flow of the STCC. Moreover, de Verneil et al. (2017) also pointed out a possible eastward transport to explain the origin of the bloom sampled at LDB. Indeed, the surface waters might be iron-enriched through contact with the islands and thus create favourable conditions for a phytoplankton bloom. At this site, adjacent to the nutrient-poor SP gyre, the biological dynamics could be specially enhanced by the mesoscale eastward transport of essential chemical supplies for phytoplankton development. If this mesoscale eastward transport is revealed to be quasi-permanent, it could be associated with recurrent bloom events in this area, but this assumption requires further analyses to be generalized.

3.3 Fine-scale distribution of tracers

The surface tracers' distribution is mostly driven by the wind-induced circulation but also by the transport through

mesoscale activity. In a more ephemeral way, tracers can be dispersed following small-scale perturbations such as frontal features. Here we aim to detect and quantify the influence of such features on the density and chlorophyll surface gradients using both in situ and satellite observations.

As described in Sect. 2.2 and shown by Fig. 6a and b, the comparison between in situ observations and satellite-derived data results in reasonable correlations. The differences between in situ temperature (top), chlorophyll (bottom) and satellite data are plotted in Fig. A4. We obtain differences between $+1.5$ and -1 °C which allows us to confidently use satellite temperature. For chlorophyll, the differences are smaller than ± 0.1 mg m⁻³ which is also a reasonable deviation between satellite and in situ measurements, besides considering the colour bar scale of Fig. 6 with values that vary from 0 to 1 mg m⁻³. We can also note that the satellite data clearly underestimate chlorophyll concentrations in the Melanesian area. As both datasets are comparable, SST and chlorophyll concentrations from remote sensing are then used to investigate horizontal gradients in the WTSP (Fig. 6a and b). To assess the spatial scale of submesoscale gradients (typical of 1–10 km) in terms of ocean dynamics, we use a Lagrangian methodology based on the calculation of FSLE (see Sect. 2.3.2) that allow for front detection. Figure 6c shows regions where fronts are frequently generated during the time period of the cruise. We notice that the gyre is a region less suitable for fronts to occur and persist. East of the Fiji islands we also identify a zonal band at 18° S, where almost no fronts occur during the OUTPACE cruise. Southeast of LDB a mesoscale structure, which is also identified in Fig. 4, creates a frontal barrier that lasted for more than 30 days. It seems that this structure matches with strong surface gradients in chlorophyll and in SST, consequently separating colder and relatively chlorophyll-rich waters to the south from warmer but chlorophyll-poor waters to the north of the front. Overall, as shown by Fig. 6, the most frequent and long-lived fronts seem to help in structuring the spatial distribution of tracers such as SST and chlorophyll concentration by creating physical barriers, isolating areas with different biogeochemical characteristics. To try to quantify the influence of frontogenesis on the structuring effect of surface tracers, we decided to compare the surface sharp gradients measured by the TSG or with the underway fluorimeter with the presence of a front detected from the total surface satellite product.

The strong surface density gradients (as defined in Sect. 2.3.2) represent 9 % of the data measured by the TSG during the OUTPACE cruise. The comparison with FSLE reveals that 25 % of the strong surface density gradients match with a physical front. Through a bootstrapping re-sampling, the same method is applied to the 91 % of TSG data identified as non-gradient and demonstrates that only 14 ± 1 % of homogeneous density areas match with a front. These latter results also show that an FSLE existence does not necessarily create a gradient but probably needs pre-existing tracer

gradients and a lifetime longer than few days. The same calculations have also been performed for temperature and salinity gradients independently and show similar results. The relatively better correlation between density gradients and FSLEs than between no-density gradients and FSLEs attests that gradients are not randomly distributed with regard to FSLE structure and proves that FSLE detection can be a good candidate to explain the presence of in situ surface gradients. The same approach was performed with a reactive tracer, the chlorophyll concentration sampled with high frequency. It shows that 35 % of strong surface chlorophyll gradients, representative of 1 % of the entire underway sampling, agree with the presence of FSLE. Re-sampling over the 99 % of non-gradient areas indicates that 28 ± 14 % of homogeneous chlorophyll areas match with an FSLE.

The correlations with FSLE are not high enough to clearly demonstrate that physical front structure the entire surface distribution of tracers. However they give a relative confidence on the fact that they can structure the surface tracers' distribution. The relative orientation of the front with respect to the direction of the density gradient can also be a factor that controls the generation of a strong gradient. The zonal characteristic of the OUTPACE section forces the surface gradient identified with the TSG to be mainly representative of cross track fronts. Moreover, the lack of precision of the calculation method may also cause a decrease in the correlations calculated. Despite the effort to increase the altimetry resolution to $1/8^\circ$, it is still not enough to fully resolve the submesoscale gradients. Consequently the correlation between surface gradients and FSLE can probably not increase much higher than the 25 % calculated here. This result converges with Hernández-Carrasco et al. (2011), who showed that FSLEs can still give an accurate picture of Lagrangian small-scale features despite some missing dynamics. Additionally, our method relies on a comparison between absolute values of gradients and co-located FSLE. Due to the lack of resolution of satellite products, this point-by-point comparison may induce an offset of a few kilometres between the area identified with FSLE and the gradient sampled with the TSG. Consequently, the method applied here may not identify the match. Therefore, the methodology could be improved by focusing on FSLE values around a certain radius from the position of the gradient to eliminate the uncertainty caused by the absolute point-by-point comparison. Another way to improve the method would be to only take into account cross-front gradients that are more likely to be induced by a physical front than along-front gradients. However, considering that the SST distribution is also governed by other processes than advection, such as the diurnal cycle, the 25 % correlation is large enough to sustain the idea that the submesoscale circulation can participate actively in the spatial structuring of surface tracers such as sea surface salinity, SST or density. Concerning the biological chlorophyll parameter, the high percentage (28 %) of FSLEs matching with a “no-chlorophyll-gradient” area gives little confidence in the fact

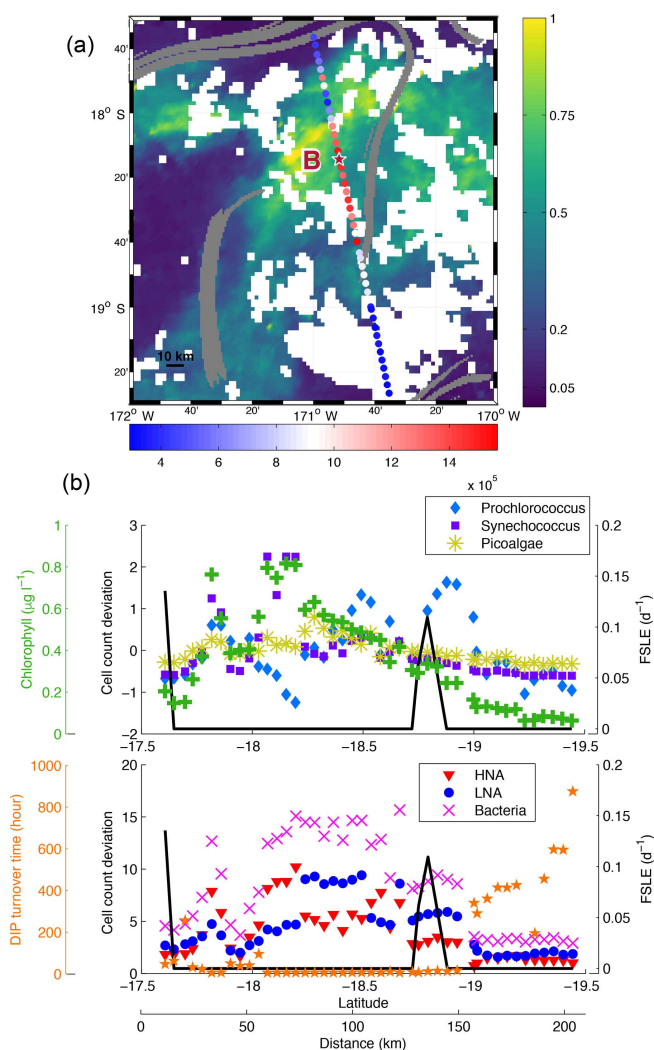


Figure 7. (a) Chlorophyll concentration (mg m^{-3} , colour bar) from 13 March 2015 superimposed with bacteria counts (cell mL^{-1} , red-blue colour bar) sampled during LDB. FSLE fronts (values $> 0.05 \text{ day}^{-1}$) are shown in grey. The location of LDB is indicated with the red star. White squares are missing satellite data due to cloud cover. (b) Cell count deviation (see Sect. 2.1) of *Prochlorococcus*, *Synechococcus*, PPEs and bacteria (HNA and LNA) superimposed with FSLE (day^{-1} , black line), surface chlorophyll concentration ($\mu\text{g L}^{-1}$, green crosses) and dissolved inorganic phosphate turnover time (hours, orange stars) along the high-frequency transect of LDB.

that 35 % of chlorophyll gradients were actually caused by the presence of a physical barrier. As chlorophyll concentration is driven by many biological processes, it may be more accurate to associate gradients of phytoplankton abundances, responsible for chlorophyll gradients, with small-scale features. Hereinafter, using two case studies of plankton high-frequency sampling, we propose to compare microbial abundances with frontal features.

3.4 Example of physical barriers' influences on phytoplankton community

In this section we present two case studies that highlight the potential influence of fronts on phytoplankton horizontal distribution. To test the hypothesis of Bonnet et al. (2015), who pointed out the use of FSLE to explain some correlations between *Trichodesmium* spp. abundances and gradients, we measured the abundances of microbial groups of plankton in samples collected during two high-frequency sampling transects (Figs. 7 and 8). LDB high-frequency sampling crosses from north to south the bloom patch described in de Verneil et al. (2017). The spatial distribution of organisms presents relatively high concentration of bacteria at the centre of the bloom but decreases when exiting this feature (Fig. 7). An FSLE barrier is visible near the centre of the transect. This barrier coincides with what is identified as a strong density gradient by our methodology, depicted in Sect. 3.3. It is also associated with a sharp decrease in surface chlorophyll concentration (Fig. 7b). The variations in the abundance of *Synechococcus*, HNA and LNA (bacteria in general) follow the pattern of surface chlorophyll. We can also notice a slight decrease in PPE abundance to the south of the front. *Prochlorococcus* show different variations: the abundance seems to increase when crossing the front and then decreases to the south of it. There is a sharp increase in TDIP when exiting the patch in the south, indicating that phosphorus is quickly consumed inside the bloom. The front thus seems to create a barrier for certain organisms which grow and accumulate on one side of the front as demonstrated by relatively high surface chlorophyll (peak at $0.8 \mu\text{g L}^{-1}$) and low phosphorus. For LDA high-frequency sampling (Fig. 8a), we can notice a region of high abundance of bacteria at $165^{\circ}15' \text{ E}$ bounded by two FSLE barriers. This trend is confirmed by Fig. 8b, which shows a relative increase in the abundance of *Prochlorococcus*, bacteria, HNA and LNA associated with a spike of FSLE values at 45 km. Interestingly, the abundance of PPEs seems to decrease where bacterial abundances are the highest, indicating that conditions favouring bacteria and picocyanobacteria are not necessarily favourable to PPEs. In contrast, another FSLE peak at 75 km was characterized by the decrease in *Prochlorococcus*, bacteria, HNA and LNA while the PPE abundance increases. The surface chlorophyll follows the same pattern as that of *Prochlorococcus*, bacteria, HNA and LNA with a relative increase in chlorophyll concentration ($\sim 0.3 \mu\text{g L}^{-1}$) within the region bounded by the FSLEs. However, *Synechococcus* abundance does not show any variations that coincide with submesoscale features. Another peak in chlorophyll concentration is noticeable around 30 km ($\sim 0.4 \mu\text{g L}^{-1}$) but may be associated with other organisms than those analysed with cytometry.

The previous observations suggest that physical barriers to transport, detected with FSLE, can influence phytoplankton community structure by separating or concentrating different picoplankton group. In the LDB case study, the front

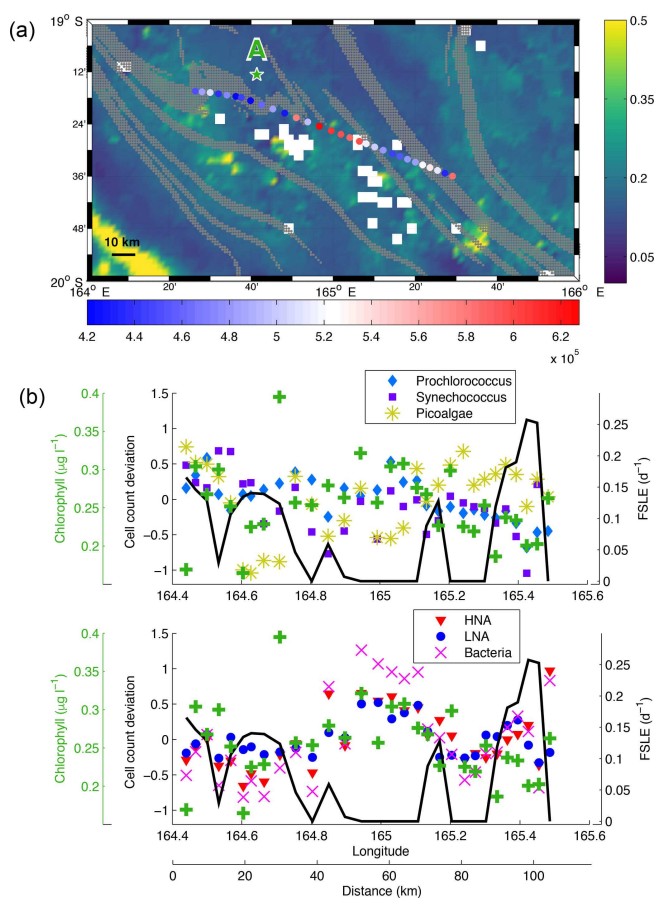


Figure 8. (a) Chlorophyll concentration (mg m^{-3} , colour bar) from 3 March 2015 superimposed with bacteria counts (cell mL^{-1} , red-blue colour bar) sampled during LDA. FSLE fronts (values $> 0.05 \text{ day}^{-1}$) are shown in grey. The location of LDA is indicated with the green star. White squares are missing satellite data due to cloud cover. (b) Cell count deviation (see Sect. 2.1) of *Prochlorococcus*, *Synechococcus*, PPEs and bacteria (HNA and LNA) superimposed with FSLE values (day^{-1} , black line) and surface chlorophyll concentration ($\mu\text{g L}^{-1}$, green crosses) along the high-frequency transect of LDA.

seems to act like a barrier along which some picoplankton groups aggregate with weak possibilities to cross the front. As a consequence, bacteria and phytoplankton grow on one side of the front, whereas, on the other side, the abundances are quite low. According to Mann and Lazier (2013) phytoplankton growth may be stimulated in aggregates, where they can easily take up nutrients released by bacterial decomposition of organic matter. This phenomenon may explain why the abundance is more important on one side of the front. It may also support the persistency of the bloom during LDB. Indeed, the bloom may be sustained in time by submesoscale features creating an aggregation of microorganisms that can benefit from each other. de Verneil et al. (2017) identified the influence of the mesoscale horizontal processes in generating the bloom. They also showed that the bloom was bounded by

some physical features acting like barriers. The results previously presented in this paper support the significance of horizontal submesoscale processes in driving the bloom's dynamic. Here we show that the distribution of phytoplanktonic community inside the bloom is conditioned by submesoscale features.

Our case study at LDB indicates that submesoscale features could create favourable conditions for certain plankton groups at the expense of others. A similar phenomenon occurs at LDA: the abundances of PPEs decrease inside the region bounded by FSLEs where bacterial abundances increase. This observation probably indicates that PPEs may not find an advantage in these features. Thus the physical fronts not only structure the spatial distribution of organisms by creating barriers but also seem to create border regions influencing the community structure, abundances and diversity. Indeed, modelled fine-scale structures have already been shown to delimit niches of different phytoplankton types but also to modify phytoplankton assemblages and diversity (d'Ovidio et al., 2010; Lévy et al., 2014a). Consistent with these previous numerical results, our in situ observations show that microbial growth may benefit from the horizontal conditions engendered by frontal structures. Marrec et al. (2018) also recently observed a peculiar distribution of phytoplankton types inside and outside a mesoscale structure, demonstrating the structuring effect of meso- and submesoscale dynamics on phytoplankton communities. It is also interesting to note that, for our case studies, some picoplankton groups' horizontal distribution is not necessarily impacted by the presence of submesoscale features, as for *Synechococcus* during LDA, or respond with a different dynamic, as for *Prochlorococcus* during LDB. This observation demonstrates that physical features are a key component but not the only parameter that drives the horizontal variations of phytoplankton communities. Indeed, some patterns can also be explained by inherent biological dynamics. In the context of the OUTPACE cruise, it thus remains important to investigate the role of N_2 -fixing organisms during these two case studies and to determine how the organisms involved in N_2 fixation respond to the presence of submesoscale features (Bonnet et al., 2015).

4 Conclusions

We document here the surface circulation at different spatial scales (from 1000 down to a few kilometres) and its influence on horizontal dispersal of biogeochemical components in the WTSP during the OUTPACE cruise. This study is conducted thanks to the combined use of value-added high-resolution altimetry products, in situ observations and Lagrangian numerical simulations. The total altimetry-derived velocity field, combining geostrophy and wind components, revealed a wind-driven meridional pathway of surface waters in the WTSP. This surface trajectory can be linked to the

biogeochemical differences between Melanesian waters and gyre waters: a part of the water masses directly recirculates into the gyre, whereas the other part is driven across multiple islands of the WTSP.

The mesoscale activity is confirmed to be intense and mostly westward. Most of these mesoscale structures demonstrated ability to trap waters; however, no obvious biogeochemical variations were linked to eddy entrainment. We identify two areas where the mesoscale circulation might have a strong influence on water mass transport. First, the central Coral Sea appears as a region of exchange between distinct NVJ and NCJ waters through eddy transport. Second, the band between 180 and 170° W could emerge as a recurrent bloom formation area due to the simultaneous effect of N₂ fixation, well known to sustain summertime blooms in the WTSP, and the eastward mesoscale transport of waters nutrient-enriched due to the contact with islands.

Associating the surface small-scale gradients with Lagrangian diagnostics of frontal features, we showed a correlation of at least 25 %, highlighting the role of submesoscale activity in governing the horizontal dispersal of surface tracers. The small-scale features also participated in the horizontal distribution and community structure of phytoplankton patches sampled during two original high-frequency sampling of surface phytoplankton abundances.

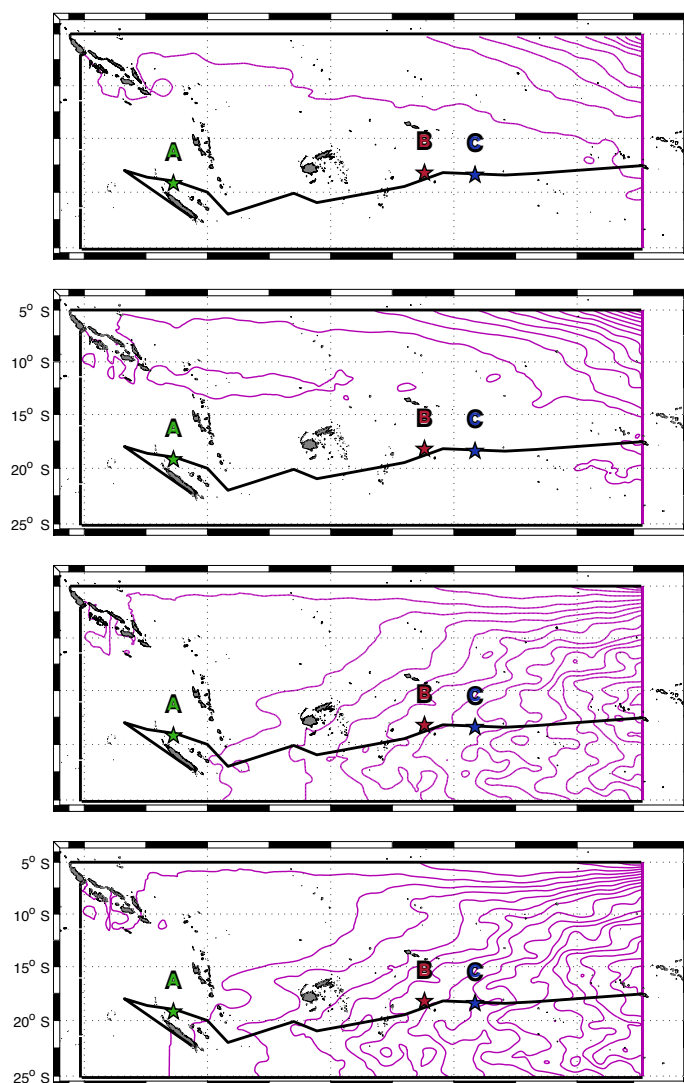
Future studies in the area will need to take into account the interactions between physical features of the flow at large and fine scales to better understand the phenomenon that drives the distribution of buoyant matter. In particular, the region around station LDB should be investigated during other bloom events to confirm the possible role of enriched-water mesoscale transport in instigating/driving the bloom. This study also revealed the necessity to perform high-frequency sampling during oceanographic cruises to fully resolve submesoscale impacts on biogeochemical distributions.

Data availability. All data and metadata are available at the French INSU/CNRS LEFE CYBER database (scientific coordinator: Hervé Claustre; data manager and webmaster: Catherine Schmechtig) at the following web address: <http://www.obs-vlfr.fr/proof/php/outpace/outpace.php> (INSU/CNRS LEFE CYBER, 2017).

Appendix A

Table A1. Percentage of particles that return to the initial box (meanders) and percentage of particles that do not reach any controlled sections during the integration (lost) for each backward and forward Lagrangian experiments around LD stations.

STATION	LDA		LDB		LDC	
	Backward	Forward	Backward	Forward	Backward	Forward
Meanders	39 %	26 %	65 %	18 %	70 %	44 %
Particle lost	22 %	34 %	2 %	18 %	3 %	2 %

**Figure A1.** Forward stream functions computed for a 10-year period with, from top to bottom, the low-resolution geostrophic product of AVISO; the high-resolution geostrophic product from CLS; the high-resolution geostrophic and Ekman (at 15 m) product from CLS; and the high-resolution geostrophic, Ekman (at 15 m) and cyclogeostrophic product from CLS (referred to as the total altimetry-derived product in the text). The initial section of Ariane Lagrangian analysis is indicated with a purple vertical line to the east. The ship track and locations of OUTPACE LD stations are indicated with the black line and coloured stars as referred to in Fig. 1.

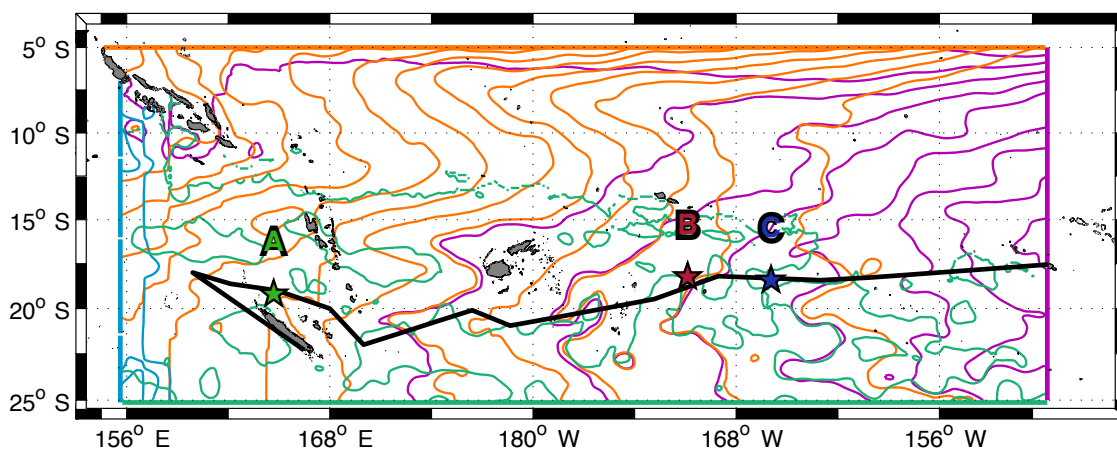


Figure A2. Forward stream functions computed for a 10-year period with the total altimetry-derived product from CLS. Each streamline’s colour corresponds to the initial section of numerical particles: north section (orange lines), east section (purple lines), south section (green lines) and west section (magenta lines). The ship track and locations of OUTPACE LD stations are indicated with the black line and coloured stars as in Fig. 1.

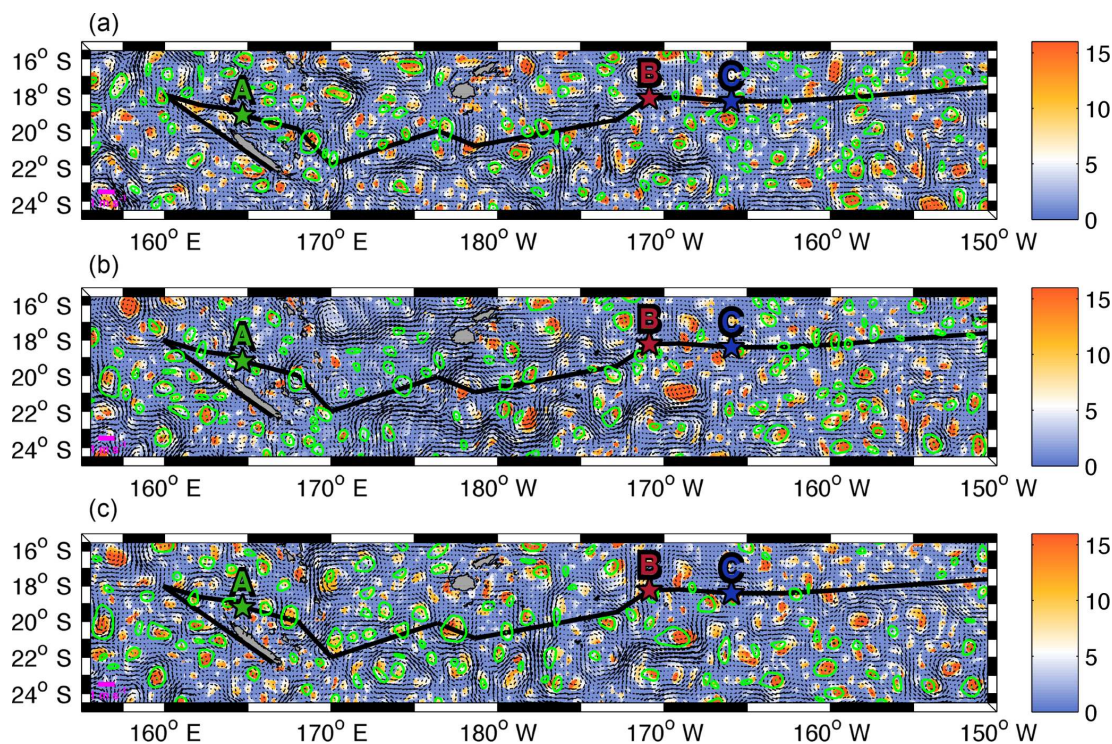


Figure A3. Particle retention time (days, colour bar) and velocity field (m s^{-1}) derived from the geostrophy, Ekman and cyclogeostrophy included product for the first day of LDA (25 February, **a**), LDB (15 March, **b**) and LDC (23 March, **c**). Contours of LAVD-detected structures are drawn in green. The centre of the each structure is marked with a green point. The ship track and locations of OUTPACE LD stations are indicated with the black line and coloured stars as in Fig. 1.

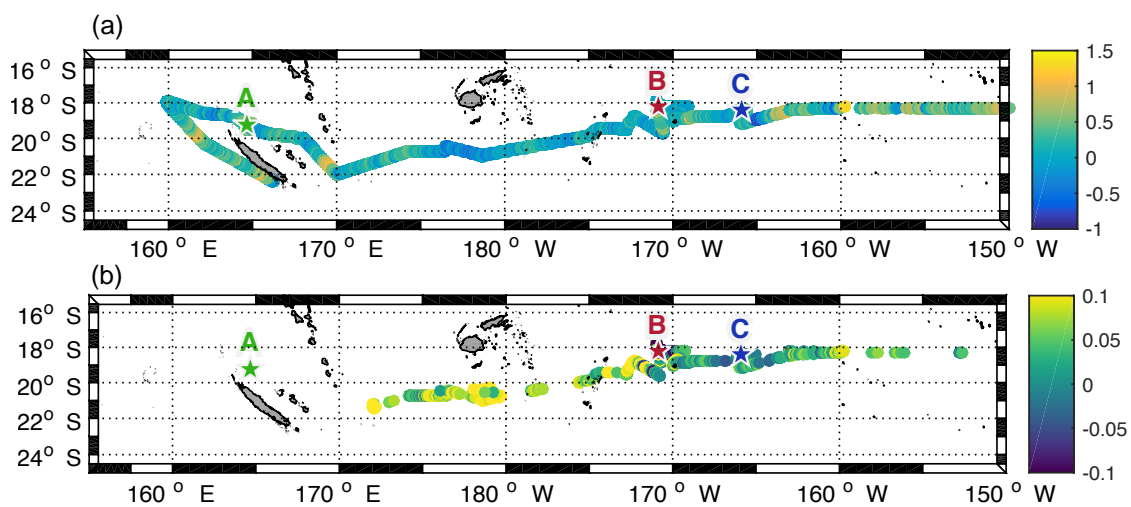


Figure A4. (a) Difference between in situ surface temperature from TSG and satellite-derived sea surface temperature from CLS (°C). (b) Difference between in situ surface chlorophyll concentration from the underway survey and satellite-derived sea surface chlorophyll concentration from CLS (mg m⁻³).

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Special issue statement. This article is part of the special issue “Interactions between planktonic organisms and biogeochemical cycles across trophic and N₂ fixation gradients in the western tropical South Pacific Ocean: a multidisciplinary approach (OUTPACE experiment)”. It is not associated with a conference.

Acknowledgements. This is a contribution of the OUTPACE (Oligotrophy from Ultra-oligoTrophy PACific Experiment) project (Moutin and Bonnet, 2015) funded by the French national research agency (ANR-14-CE01-0007-01), the LEFE-CyBER programme (CNRS-INSU), the GOPS programme (IRD) and CNES (BC T23, ZBC 4500048836). Solange Duhamel was funded by the National Science Foundation (OCE-1434916). The authors thank the crew of the RV *L'Atalante* for outstanding shipboard operations, and Gilles Rougier, Dominique Lefevre and Francesco d'Ovidio for their valuable help with different datasets. We also thank Cécile Dupouy for providing high-frequency chlorophyll concentrations. This work is supported by CLS in the framework of CNES funding, and the authors would like to thank Marie-Isabelle Pujol and Guillaume Taburet for providing enhanced satellite data.

Edited by: Laurent Mémerly

Reviewed by: two anonymous referees

References

- Alory, G., Delcroix, T., Téchiné, P., Diverrès, D., Varillon, D., Cravatte, S., Gouriou, Y., Grelet, J., Jacquin, S., Kestenare, É., Maes, C., Morrow, R., Perrier, J., Reverdin, G., and Roubaud, F.: The French contribution to the voluntary observing ships network of sea surface salinity, *dsrI*, 105, 1–18, 2015.
- Aminot, A. and Kérouel, R.: *Hydrologie des écosystèmes marins: paramètres et analyses*, Editions Quae, Versailles, France, 2004.
- Barbot, S., Petrenko, A., and Maes, C.: Intermediate water flows in the South West Pacific from OUTPACE and THOT Argo floats, *Biogeosciences Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/bg-2018-139>, in review, 2018.
- Blanke, B. and Raynaud, S.: Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent: an Eulerian and Lagrangian approach from GCM results, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1038–1053, 1997.
- Blanke, B., Arhan, M., Madec, G., and Roche, S.: Warm water paths in the equatorial Atlantic as diagnosed with a general circulation model, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 2753–2768, 1999.
- Bock, N., Van Wambeke, F., Dion, M., and Duhamel, S.: Microbial community structure in the Western Tropical South Pacific, *Biogeosciences Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/bg-2017-562>, in review, 2018.
- Bonnet, S., Rodier, M., Turk-Kubo, K., Germineaud, C., Menkes, C., Ganachaud, A., Cravatte, S., Raimbault, P., Campbell, E., Desnues, A., Maes, C., and Eldin, G.: Contrasted geographical distribution of N₂ fixation rates and *nifH* phylotypes in the Coral and Solomon Seas (South-Western Pacific) during austral winter conditions, *Global Biogeochem. Cy.*, 29, 1874–1892, 2015.
- Capet, X., McWilliams, J. C., Molemaker, M. J., and Shchepetkin, A.: Mesoscale to submesoscale transition in the California Current System. Part I: Flow structure, eddy flux, and observational tests, *J. Phys. Oceanogr.*, 38, 29–43, 2008.
- Chelton, D. B., Schlax, M. G., Samelson, R. M., and de Szoeke, R. A.: Global observations of large oceanic eddies, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L15606, <https://doi.org/10.1029/2007GL030812>, 2007.
- Church, M. J., Mahaffey, C., Letelier, R. M., Lukas, R., Zehr, J. P., and Karl, D. M.: Physical forcing of nitrogen fixation and diazotroph community structure in the North Pacific subtropical gyre, *Global Biogeochem. Cy.*, 23, GB2020, <https://doi.org/10.1029/2008GB003418>, 2009.
- Dandonneau, Y., Vega, A., Loisel, H., Du Penhoat, Y., and Menkes, C.: Oceanic Rossby waves acting as a “hay rake” for ecosystem floating by-products, *Science*, 302, 1548–1551, 2003.
- de Verneil, A., Rousselet, L., Doglioli, A. M., Petrenko, A. A., and Moutin, T.: The fate of a southwest Pacific bloom: gauging the impact of submesoscale vs. mesoscale circulation on biological gradients in the subtropics, *Biogeosciences*, 14, 3471–3486, <https://doi.org/10.5194/bg-14-3471-2017>, 2017.
- de Verneil, A., Rousselet, L., Doglioli, A. M., Petrenko, A. A., Maes, C., Bouruet-Aubertot, P., and Moutin, T.: OUTPACE long duration stations: physical variability, context of biogeochemical sampling, and evaluation of sampling strategy, *Biogeosciences*, 15, 2125–2147, <https://doi.org/10.5194/bg-15-2125-2018>, 2018.
- Dickey, T. D.: Emerging ocean observations for interdisciplinary data assimilation systems, *J. Marine Syst.*, 40, 5–48, 2003.
- Doglioli, A.: Software Package for Adaptive Sampling Strategy for Oceanographic cruises (SPASSO), available at: <http://www.mio.univ-amu.fr/SPASSO> (last access: 16 April 2018), 2013.
- d'Ovidio, F., Fernández, V., Hernández-García, E., and López, C.: Mixing structures in the Mediterranean Sea from finite-size Lyapunov exponents, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L17203, <https://doi.org/10.1029/2004GL020328>, 2004.
- d'Ovidio, F., De Monte, S., Alvain, S., Dandonneau, Y., and Lévy, M.: Fluid dynamical niches of phytoplankton types, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 107, 18366–18370, 2010.
- d'Ovidio, F., De Monte, S., Della Penna, A., Cotté, C., and Guinet, C.: Ecological implications of eddy retention in the open ocean: a Lagrangian approach, *J. Phys. A*, 46, 254023, <https://doi.org/10.1088/1751-8113/46/25/254023>, 2013.
- d'Ovidio, F., Della Penna, A., Trull, T. W., Nencioli, F., Pujol, M.-I., Rio, M.-H., Park, Y.-H., Cotté, C., Zhou, M., and Blain, S.: The biogeochemical structuring role of horizontal stirring: Lagrangian perspectives on iron delivery downstream of the Kerguelen Plateau, *Biogeosciences*, 12, 5567–5581, <https://doi.org/10.5194/bg-12-5567-2015>, 2015.
- Ducet, N., Le Traon, P.-Y., and Reverdin, G.: Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and-2, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 105, 19477–19498, 2000.
- Duhamel, S., Zeman, F., and Moutin, T.: A dual-labeling method for the simultaneous measurement of dissolved inorganic carbon and phosphate uptake by marine planktonic species, *Limnol. Oceanogr.-Meth.*, 4, 416–425, 2006.
- Fong, A. A., Karl, D. M., Lukas, R., Letelier, R. M., Zehr, J. P., and Church, M. J.: Nitrogen fixation in an anticyclonic eddy in the oligotrophic North Pacific Ocean, *ISME J.*, 2, 663–676, <https://doi.org/10.1038/ismej.2008.22>, 2008.

- Fumenia, A., Moutin, T., Bonnet, S., Benavides, M., Petrenko, A., Helias Nunige, S., and Maes, C.: Excess nitrogen as a marker of intense dinitrogen fixation in the Western Tropical South Pacific Ocean: impact on the thermocline waters of the South Pacific, *Biogeosciences Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/bg-2017-557>, in review, 2018.
- Ganachaud, A., Gourdeau, L., and Kessler, W.: Bifurcation of the Subtropical South Equatorial Current against New Caledonia in December 2004 from a Hydrographic Inverse Box Model*, *J. Phys. Oceanogr.*, 38, 2072–2084, 2008.
- Ganachaud, A., Cravatte, S., Melet, A., Schiller, A., Holbrook, N., Sloyan, B., Widlansky, M., Bowen, M., Verron, J., Wiles, P., Ridgway, K., Sutton, P., Sprintall, J., Steinberg, C., Brassington, G., Cai, W., Davis, R., Gasparin, F., Gourdeau, L., Hasegawa, T., Kessler, W., Maes, C., Takahashi, K., Richards, K. J., and Send, U.: The Southwest Pacific Ocean circulation and climate experiment (SPICE), *J. Geophys. Res.-Oceans*, 119, 7660–7686, 2014.
- Garçon, V. C., Oschlies, A., Doney, S. C., McGillicuddy, D., and Waniek, J.: The role of mesoscale variability on plankton dynamics in the North Atlantic, *Deep-Sea Res. Pt. II*, 48, 2199–2226, 2001.
- Gasparin, F., Ganachaud, A., and Maes, C.: A western boundary current east of New Caledonia: Observed characteristics, *Deep-Sea Res. Pt. I*, 58, 956–969, 2011.
- Gasparin, F., Maes, C., Sudre, J., Garçon, V., and Ganachaud, A.: Water mass analysis of the Coral Sea through an Optimum Multiparameter method, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 119, 7229–7244, 2014.
- Guidi, L., Calil, P. H., Duhamel, S., Björkman, K. M., Doney, S. C., Jackson, G. A., Li, B., Church, M. J., Tozzi, S., Kolber, Z. S., Richards, K. J., Fong, A. A., Letelier, R. M., Gorsky, G., Stemmann, L., and Karl, D. M.: Does eddy-eddy interaction control surface phytoplankton distribution and carbon export in the North Pacific Subtropical Gyre?, *J. Geophys. Res.-Biogeo.*, 117, G02024, <https://doi.org/10.1029/2012JG001984>, 2012.
- Hadjighasem, A. and Haller, G.: Level set formulation of two-dimensional Lagrangian vortex detection methods, *Chaos: An Interdisciplinary, J. Nonlinear Sci.*, 26, 103102, <https://doi.org/10.1063/1.4964103>, 2016.
- Haller, G., Hadjighasem, A., Farazmand, M., and Huhn, F.: Defining coherent vortices objectively from the vorticity, *J. Fluid Mech.*, 795, 136–173, 2016.
- Hernández-Carrasco, I., López, C., Hernández-García, E., and Turiel, A.: How reliable are finite-size Lyapunov exponents for the assessment of ocean dynamics?, *Ocean Model.*, 36, 208–218, 2011.
- Hogg, A. M., Meredith, M. P., Chambers, D. P., Abrahamsen, E. P., Hughes, C. W., and Morrison, A. K.: Recent trends in the Southern Ocean eddy field, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 120, 257–267, 2015.
- Hristova, H. G., Kessler, W. S., McWilliams, J. C., and Molemaker, M. J.: Mesoscale variability and its seasonality in the Solomon and Coral Seas, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 119, 4669–4687, 2014.
- INSU/CNRS LEFE CYBER: OUTPACE (Oligotrophy to UITra-oligotrophy PACific Experiment), available at: <http://www.obs-vlfr.fr/proof/php/outpace/outpace.php> (last access: 16 April 2018), 2017.
- Jenkins, W.: Nitrate flux into the euphotic zone near Bermuda, *Nature*, 331, 6156, 1988.
- Kessler, W. and Cravatte, S.: Mean circulation of Coral Sea, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 118, 1–26, <https://doi.org/10.1002/2013JC009117>, 2013.
- Lévy, M., Iovino, D., Resplandy, L., Klein, P., Madec, G., Tréguier, A.-M., Masson, S., and Takahashi, K.: Large-scale impacts of submesoscale dynamics on phytoplankton: Local and remote effects, *Ocean Model.*, 43, 77–93, 2012.
- Lévy, M., Jahn, O., Dutkiewicz, S., and Follows, M. J.: Phytoplankton diversity and community structure affected by oceanic dispersal and mesoscale turbulence, *Limnology and Oceanography: Fluids and Environments*, 4, 67–84, 2014a.
- Lévy, M., Resplandy, L., and Lengaigne, M.: Oceanic mesoscale turbulence drives large biogeochemical interannual variability at middle and high latitudes, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 2467–2474, 2014b.
- Lévy, M., Jahn, O., Dutkiewicz, S., Follows, M. J., and d’Ovidio, F.: The dynamical landscape of marine phytoplankton diversity, *J. R. Soc. Interface*, 12, 20150481, <https://doi.org/10.1098/rsif.2015.0481>, 2015.
- Lumpkin, R. and Pazos, M.: Measuring surface currents with Surface Velocity Program drifters: the instrument, its data, and some recent results, Lagrangian analysis and prediction of coastal and ocean dynamics, 39–67, Cambridge University Press Cambridge, UK, 2007.
- Maes, C., Gourdeau, L., Couvelard, X., and Ganachaud, A.: What are the origins of the Antarctic Intermediate Waters transported by the North Caledonian Jet?, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L21608, <https://doi.org/10.1029/2007GL031546>, 2007.
- Maes, C., Dewitte, B., Sudre, J., Garçon, V., and Varillon, D.: Small-scale features of temperature and salinity surface fields in the Coral Sea, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 118, 1–13, <https://doi.org/10.1002/jgrc.20344>, 2013.
- Mahadevan, A. and Tandon, A.: An analysis of mechanisms for submesoscale vertical motion at ocean fronts, *Ocean Model.*, 14, 241–256, 2006.
- Mann, K. H. and Lazier, J. R.: Dynamics of marine ecosystems: biological-physical interactions in the oceans, John Wiley & Sons, Hoboken, New Jersey, USA, 2013.
- Marrec, P., Grégori, G., Doglioli, A. M., Dugenne, M., Della Penna, A., Bhairy, N., Cariou, T., Hélias Nunige, S., Lahbib, S., Rougier, G., Wagener, T., and Thyssen, M.: Coupling physics and biogeochemistry thanks to high-resolution observations of the phytoplankton community structure in the northwestern Mediterranean Sea, *Biogeosciences*, 15, 1579–1606, <https://doi.org/10.5194/bg-15-1579-2018>, 2018.
- Martin, A. P., Richards, K. J., and Fasham, M. J.: Phytoplankton production and community structure in an unstable frontal region, *J. Marine Syst.*, 28, 65–89, 2001.
- Matear, R., Chamberlain, M., Sun, C., and Feng, M.: Climate change projection of the Tasman Sea from an Eddy-resolving Ocean Model, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 118, 2961–2976, 2013.
- McDougall, T. J., Jackett, D. R., Millero, F. J., Pawlowicz, R., and Barker, P. M.: A global algorithm for estimating Absolute Salinity, *Ocean Sci.*, 8, 1123–1134, <https://doi.org/10.5194/os-8-1123-2012>, 2012.
- McGillicuddy, D. and Robinson, A.: Eddy-induced nutrient supply and new production in the Sargasso Sea, *Deep-Sea Res. Pt. I*, 44, 1427–1450, 1997.

- McGillicuddy Jr., D. J.: Mechanisms of physical-biological-biogeochemical interaction at the oceanic mesoscale, Annual Reviews, Palo Alto, California, USA, 2016.
- Moutin, T. and Bonnet, S.: OUTPACE cruise, RV *L'Atalante*, <https://doi.org/10.17600/15000900>, 2015.
- Moutin, T., Karl, D. M., Duhamel, S., Rimmelin, P., Raimbault, P., Van Mooy, B. A. S., and Claustre, H.: Phosphate availability and the ultimate control of new nitrogen input by nitrogen fixation in the tropical Pacific Ocean, *Biogeosciences*, 5, 95–109, <https://doi.org/10.5194/bg-5-95-2008>, 2008.
- Moutin, T., Doglioli, A. M., de Verneil, A., and Bonnet, S.: Preface: The Oligotrophy to the Utra-oligotrophy PACific Experiment (OUTPACE cruise, 18 February to 3 April 2015), *Biogeosciences*, 14, 3207–3220, <https://doi.org/10.5194/bg-14-3207-2017>, 2017.
- Okubo, A.: Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences, in: Deep sea research and oceanographic abstracts, Vol. 17, 445–454, Elsevier, New York, New York State, USA, 1970.
- Oschlies, A. and Garçon, V.: Eddy-induced enhancement of primary production in a model of the North Atlantic Ocean, *Nature*, 394, 266, <https://doi.org/10.1038/28373>, 1998.
- Penven, P., Halo, I., Pous, S., and Marié, L.: Cyclogeostrophic balance in the Mozambique Channel, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 119, 1054–1067, 2014.
- Perruche, C., Rivière, P., Lapeyre, G., Carton, X., and Pondaven, P.: Effects of surface quasi-geostrophic turbulence on phytoplankton competition and coexistence, *J. Mar. Res.*, 69, 105–135, 2011.
- Petrenko, A. A., Doglioli, A. M., Nencioli, F., Kersalé, M., Hu, Z., and d'Ovidio, F.: A review of the LATEX project: mesoscale to submesoscale processes in a coastal environment, *Ocean Dynam.*, 67, 513–533, 2017.
- Qiu, B. and Chen, S.: Seasonal modulations in the eddy field of the South Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 1515–1527, 2004.
- Qiu, B., Chen, S., and Kessler, W. S.: Source of the 70-Day Mesoscale Eddy Variability in the Coral Sea and the North Fiji Basin*, *J. Phys. Oceanogr.*, 39, 404–420, 2009.
- Reynolds, R. W., Smith, T. M., Liu, C., Chelton, D. B., Casey, K. S., and Schlax, M. G.: Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature, *J. Climate*, 20, 5473–5496, 2007.
- Rio, M.-H., Mulet, S., and Picot, N.: Beyond GOCE for the ocean circulation estimate: Synergetic use of altimetry, gravimetry, and in situ data provides new insight into geostrophic and Ekman currents, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 8918–8925, 2014.
- Rogé, M., Morrow, R. A., and Dencausse, G.: Altimetric Lagrangian advection to reconstruct Pacific Ocean fine-scale surface tracer fields, *Ocean Dynam.*, 65, 1249–1268, 2015.
- Rousselet, L., Doglioli, A., Maes, C., Blanke, B., and Petrenko, A.: Impacts of mesoscale activity on the water masses and circulation in the Coral Sea, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 121, 7277–7289, 2016.
- Sarmiento, J. and Gruber, N.: *Ocean Biogeochemical Dynamics*, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, USA, 2006.
- Sokolov, S. and Rintoul, S.: Circulation and water masses of the southwest Pacific: WOCE section P11, Papua New Guinea to Tasmania, *J. Mar. Res.*, 58, 223–268, 2000.
- Sweeney, E. N., McGillicuddy, D. J., and Buesseler, K. O.: Biogeochemical impacts due to mesoscale eddy activity in the Sargasso Sea as measured at the Bermuda Atlantic Time-series Study (BATS), *Deep-Sea Res. Pt. II*, 50, 3017–3039, 2003.
- Thingstad, T. F., Skjoldal, E. F., and Bohne, R. A.: Phosphorus cycling and algal-bacterial competition in Sandsfjord, western Norway, *Mar. Ecol.-Prog. Ser.*, 99, 239–259, 1993.
- Tomczak, M. and Godfrey, J. S.: *Regional oceanography: an introduction*, Elsevier, New York, New York State, USA, 2013.
- Webb, D.: Evidence for shallow zonal jets in the South Equatorial Current region of the southwest Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 706–720, 2000.
- Weiss, J.: The Dynamics of enstrophy transfer in two-dimensional hydrodynamics, La Jolla Inst. La Jolla, CA, Tech. rep., LJI-TN-81-121, 1981.
- Williams, R. G. and Follows, M. J.: The Ekman transfer of nutrients and maintenance of new production over the North Atlantic, *Deep-Sea Res. Pt. I*, 45, 461–489, 1998.

**ANNEXE E : Article publié dans Journal of Geophysical Research-Oceans :
Rousselet et al., 2016, *Impacts of mesoscale activity on the water masses
and circulation in the Coral Sea***

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2016JC011861

Key Points:

- Evaluation of the influence of mesoscale activity on in situ observations in the context of an oceanographic cruise
- Use of a Lagrangian analysis to validate a transport mechanism identified with in situ observations
- Identification of a new water mass pathway as a result of mesoscale eddies propagation

Supporting Information:

- Supporting Information S1
- Figure S1
- Figure S2
- Figure S3
- Figure S4

Correspondence to:

L. Rousselet,
louise.rousselet@mio.osupytheas.fr

Citation:

Rousselet, L., A. M. Doglioli, C. Maes, B. Blanke, and A. A. Petrenko (2016), Impacts of mesoscale activity on the water masses and circulation in the Coral Sea, *J. Geophys. Res. Oceans*, 121, 7277–7289, doi:10.1002/2016JC011861.

Received 4 APR 2016

Accepted 12 SEP 2016

Accepted article online 15 SEP 2016

Published online 3 OCT 2016

© 2016. American Geophysical Union.
All Rights Reserved.

Impacts of mesoscale activity on the water masses and circulation in the Coral Sea

L. Rousselet¹, A. M. Doglioli¹, C. Maes², B. Blanke², and A. A. Petrenko¹¹Aix Marseille Université, Université de Toulon, CNRS, IRD, Mediterranean Institute of Oceanography, Marseille, France,²Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale, CNRS, Ifremer, IRD, UBO, Brest, France

Abstract The climatological vision of the circulation within the Coral Sea is today well established with the westward circulation of two main jets, the North Caledonian Jet (NCJ) and the North Vanuatu Jet (NVJ) as a consequence of the separation of the South Equatorial Current (SEC) on the islands of New Caledonia, Vanuatu, and Fiji. Each jet has its own dynamic and transports different water masses across the Coral Sea. The influence of mesoscale activity on mean flow and on water mass exchanges is not yet fully explored in this region of intense activity. Our study relies on the analysis of in situ, satellite, and numerical data. Indeed, we first use in situ data from the Bifurcation cruise and from an Argo float, jointly with satellite-derived velocities, to study the eddy influence on the Coral Sea dynamics. We identify an anticyclonic eddy as participating in the transport of NVJ-like water masses into the theoretical pathway of NCJ waters. This transfer from the NVJ to the NCJ is confirmed over the long term by a Lagrangian analysis. In particular, this numerical analysis shows that anticyclonic eddies can contribute up to 70–90% of the overall eddy transfer between those seemingly independent jets. Finally, transports calculated using S-ADCP measurements (0–500 m) show an eddy-induced sensitivity that can reach up to 15 Sv, i.e., the order of the transport of the jets.

1. Introduction

The circulation within the Coral Sea is presently well established from a climatological point of view. As the South Equatorial Current (SEC) approaches the Coral Sea from the east, it hits the islands of New Caledonia, Vanuatu, and Fiji. This results in its separation into two main jets entering the Coral Sea: the North Vanuatu Jet (NVJ) between the Solomon Islands and Vanuatu (generally located between 11°S and 15°S) and the North Caledonian Jet (NCJ) between Vanuatu and New Caledonia flowing approximately at 18°S [Webb, 2000; Sokolov and Rintoul, 2000; Ganachaud et al., 2008; Qiu et al., 2009; Kessler and Cravatte, 2013a; Ganachaud et al., 2014]. These jets cross the Coral Sea toward the Australian shelf where they contribute to the formation of western boundary currents: the Gulf of Papua Current flowing north toward the Solomon Sea and the East Australian Current flowing south toward the Tasman Sea [Ridgway and Dunn, 2003; Choukroun et al., 2010; Burrage et al., 2012].

Despite their similar origins and pathways, the NVJ and the NCJ present different characteristics in their journey to the western Pacific. The NCJ is rather narrow (~100 km) and vertically thick (~1000 m), transporting about 15 ± 5 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) of Pacific central waters. On the contrary, the NVJ is wider (~300 km) and shallower (~500 m), with a larger transport (about 20 ± 5 Sv) [Gourdeau et al., 2008; Gasparin, 2012; Kessler and Cravatte, 2013a]. Together, the NVJ and the NCJ represent almost the entire flow that enters the Coral Sea, which is estimated at 25–45 Sv, depending upon the various studies and methods used [Ganachaud et al., 2014]. Calculation methods, seasonal and interannual variabilities are often pointed out as sources of uncertainty in mass transport estimations, unlike mesoscale activity that has been hardly considered in previous studies.

High-resolution regional oceanic models confirm that the baroclinic flow entering the Coral Sea is strongly influenced by topography resulting with the NVJ and the NCJ [Kessler and Gourdeau, 2007; Couvelard et al., 2008]. Model outputs also agree on the differences in vertical structure and transport between the westward jets [Hristova et al., 2014]. The latter study and Qiu et al. [2009] also showed that barotropic instabilities of the NVJ and the NCJ are the cause of most of the Coral Sea mesoscale variability in both model and

altimetry studies. The mesoscale activity is marked by a seasonal shift in the surface eddy population from small and intense eddies in late winter (August–October) to large and weak eddies from December to February. On the global scale, model outputs and altimetry analysis show that eddy activity is a significant feature of the Coral Sea dynamics and has to be considered as a structural component of the regional ocean dynamics, *Chelton et al.* [2007] estimating that oceanic eddies contribute to 50% of the variability over much of the World Ocean.

Moreover, the NVJ and the NCJ can clearly be distinguished one from the other by their different water masses. Even though the surface waters, called Tropical Surface Waters (TSW), remain rather fresh owing to high local precipitations [*Wyrki*, 1962; *Sokolov and Rintoul*, 2000], they can be strongly influenced by waters below the surface mixed layer. *Gasparin et al.* [2014] focused on the different water masses of both jets at the entrance of the Coral Sea. According to their description, the NVJ thermocline waters are composed of the South Pacific Tropical Water North (SPTWN, $\sigma = 24.5 \text{ kg m}^{-3}$) and the Pacific Equatorial Water (PEW, $\sigma = 26.3 \text{ kg m}^{-3}$) that are both typical of an eastern equatorial origin. The PEW is formed by convective sinking of surface salty waters, due to high evaporation, south of the equator and west of 170°W (between Polynesia and South America). After its journey across the South Pacific Ocean, the salinity of the PEW is detected between 0 and 500 m in the Coral Sea [*Emery*, 2001; *Tomczak and Godfrey*, 2013]. The NCJ thermocline waters are dominated by the South Pacific Tropical Water South (SPTWS, $\sigma = 25.3 \text{ kg m}^{-3}$) and the Western South Pacific Central Water (WSPCW, $\sigma = 26.3 \text{ kg m}^{-3}$), saltier and more oxygenated than the NVJ thermocline waters. The WSPCW is formed between Tasmania and New Zealand, in a region assumed to be restricted to west of 150°W and generally south of 15°S [*Tomczak and Hao*, 1989]. However, heat and salt exchanges within the thermocline in the Coral Sea remain to be explored as *Gasparin* [2012] found a mixture of WSPCW at the entrance of the Solomon Sea. The transit of temperature and salinity anomalies at these depths may alter the mean structure of the equatorial thermocline which plays an important role in long-term variations of the tropical circulation (with time scales of 20–50 years). Below the main thermocline, the Antarctic Intermediate Water (AAIW) enters the Coral Sea between 400 and 1000 m. The AAIW is in general characterized by a salinity minimum and an oxygen maximum. After its journey across the South Pacific anticyclonic gyre, the AAIW is advected by the SEC in the deep part of the two jets [*Maes et al.*, 2007]. Because of sharp contrasts in physical properties, the pathways of the NVJ and the NCJ through the Coral Sea are generally assumed to be independent, but *Gasparin et al.* [2014] showed the presence of water mass mixing within the thermocline, between 13°S and 15°S , possibly caused by the recirculation of the two jets [*Qiu et al.*, 2009]. Indeed, the barotropic instability associated with the NVJ and NCJ circulation contributes to the meridional heat exchange and may induce water mass modifications.

The climatological vision of the circulation within the Coral Sea has evolved considerably since the pioneering work of *Webb* [2000] but the influence of the mesoscale activity, induced by the presence of numerous islands among other forcing, is yet not fully explored. Nonetheless, some studies have underlined the role of westward propagating eddies [*Chelton et al.*, 2007, 2011; *Rogé et al.*, 2015] to define the circulation in this area exposed to strong eddy variability [*Thompson and Veronis*, 1980; *Kessler and Cravatte*, 2013a]. Short-term signals such as the eddy contribution are known for aliasing mean circulation observations: across a meridional section sampled during the WOCE P11S cruise, *Kessler and Cravatte* [2013b] estimated that the variability of section-mean surface current due to westward propagating eddies can transiently lead to an uncertainty of one third or more of the measured transport. These observations show the impact of eddies and small-scale variability in disturbing the interpretation of in situ measurements and in the mass transport calculations, typically from estimates based on oceanographic cruises. Recent studies suggest that mesoscale activity not only influences the Coral Sea circulation by producing strong intraseasonal current fluctuations but may also be responsible for water mass mixing. Indeed, *Maes et al.* [2007] showed complex recirculation patterns within the Coral Sea: the trajectory of an Argo float reveals a possible connection from the NVJ to the NCJ. Similar trajectories of surface velocity drifters deployed in the North-Eastern part of the Coral Sea show the same phenomenon with a displacement from the NVJ to the NCJ [*Choukroun et al.*, 2010]. *Ganachaud et al.* [2008] also pointed out that the NCJ is possibly fed with waters that have circulated further north. Therefore, the joint study of water mass properties and mesoscale features in the Coral Sea can provide a new insight into the potential role of eddies on the circulation, since coherent eddies are able to participate in the heat and salt exchanges between water masses [*Morrow et al.*, 2003; *Fioux et al.*, 2005].

In this study we propose to identify whether an active connection exists between the NCJ and the NVJ through water mass transport within eddies, and to quantify the part of the flow concerned by this connection on the long term. We use jointly in situ observations from an oceanographic cruise performed in the Coral Sea, Argo, and satellite data to study the mesoscale structures associated with the water masses identified during the campaign. The snapshot picture revealed from the oceanographic cruise is extended with the analysis of Lagrangian particle trajectories at the scale of the Coral Sea calculated for up to 2 years. We analyze with Lagrangian particles the output of a numerical high-resolution simulation to follow the trajectory of water masses and their potential trapping by eddies. This approach is contributing to a better understanding of the circulation of Coral Sea water masses in a context of strong mesoscale variability.

2. Data and Methods

2.1. Observations

The Bifurcation cruise [Maes, 2012] was performed from 1 to 15 September 2012 under the auspices of the SPICE (SouthWest Pacific Oceanic Circulation and Climate Experiment) program which aims to observe, model, and better understand processes inducing the southwest Pacific oceanic circulation [Ganachaud et al., 2014]. The *R/V Alis* transited from Nouméa (New Caledonia) to the Queensland Plateau (around 152–156°E and 16–19°S) before returning to Nouméa (Figure 1). The main objectives of the cruise were to study the sources and the characteristics of the NCJ [Maes, 2012].

Continuous measurements of horizontal currents have been performed by a *Shipboard-Acoustic Doppler Current Profiler* (S-ADCP RDI OS 75Hz). Instantaneous horizontal velocities are estimated between 24 and 488 m below the surface (every 16 m) with an error of $\pm 5 \text{ cm s}^{-1}$ [Hummon and Firing, 2003].

Temperature, salinity, and dissolved oxygen have been collected with a Conductivity-Temperature-Depth (CTD) Seabird 911+ sensor to achieve 40 profiles from the surface down to 2000 m maximum. The locations

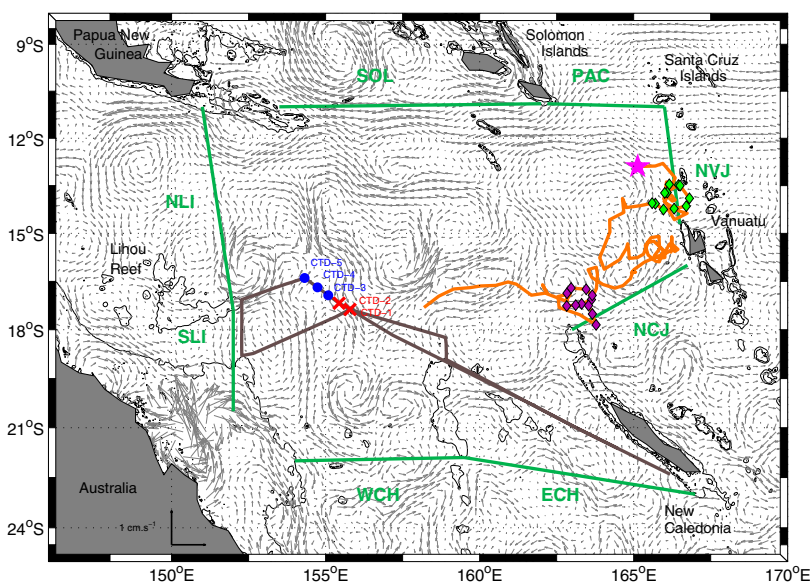


Figure 1. Daily absolute surface geostrophic currents [m s^{-1}] of the Coral Sea derived from the AVISO data set (5 September 2012). The Bifurcation cruise route is indicated with a brown line. The positions of the CTD stations are indicated with red crosses (southern part of the CTD transect, CTD 1 and 2) and blue points (northern part of the CTD transect, CTD 3–5). The deployment position and the trajectory of the Argo float WMO Id 5903381 are indicated by the pink star and the orange line, respectively. Two sets of Argo profiles are identified as belonging to the NVJ waters pathway (green diamonds) and to the NCJ waters pathway (purple diamonds). The green lines show the sections used for the Ariane Lagrangian analysis. These sections are, clockwise: SLI (“South Lihou”), from Lihou Reef to the Great Coral Barrier; NLI (“North Lihou”), from Lihou Reef to Papua New Guinea; SOL (“Solomon Sea”), from Papua New Guinea to the Solomon Islands; PAC (“Pacific”), from the Solomon Islands to the Santa Cruz Islands; NVJ (“North Vanuatu Jet”), from the Santa Cruz Islands to the Vanuatu Archipelago; NCJ (“North Caledonian Jet”), from the Vanuatu Archipelago to the northernmost extension of New Caledonia coral reef; ECH (“East Chesterfield”), from New Caledonia to the Chesterfield Archipelago; WCH (“West Chesterfield”), from the Chesterfield Archipelago to the Great Coral Reef. Isobaths 500 and 1000 m are also represented by black lines.

of the five CTD profiles performed on 5 September 2012 and considered by this study are reported in Figure 1. They were planned to be located on the theoretical pathway of the NCJ. The CTD sensors have been pre and postcalibrated and the resulting trend is linearly corrected, giving a classical precision of 0.001°C for temperature and 0.005 for salinity (according to the practical salinity scale, 1978). In the following temperature and salinity will refer to absolute salinity and conservative temperature, respectively, according to TEOS-10 standards [McDougall *et al.*, 2012]. Dissolved oxygen data (hereafter oxygen data) have been calibrated with Winkler-type discrete samples (with compliant residues according to international standards of $-0.003 \pm 1.730 \mu\text{mol kg}^{-1}$) using postcruise samples analyzed in laboratory [Saout Grit *et al.*, 2015].

Data from one Argo float (WMO id 5903381) are used as a complementary source of information. This specific float is very useful as it is the only one that sampled the studied area (Figure 1). The Argo profiler is equipped with CTD sensors and also an optode that provides oxygen profiles that are scarce in this region. The float was positioned in the region of interest (around 13°S and 165°E) in January 2011. The Argo profiler data have been processed using a climatology-based quality control procedure [Takeshita *et al.*, 2013]. To compute the float trajectory at the parking depth near 1000 m, only the positions at the time of submergence and resurfacing are used [Maes *et al.*, 2007].

In situ measurements are systematically compared with two climatologies of the region: WOA2013 [Locarnini *et al.*, 2013; Zweng *et al.*, 2013] for temperature, salinity, and oxygen and ISAS-13 atlas [Gaillard *et al.*, 2015] for temperature and salinity. In situ data are in good general agreement with climatologies considering that the maximum deviations are ± 0.02 in salinity, $\pm 0.05^{\circ}\text{C}$ in temperature, but can reach up to $\pm 3^{\circ}\text{C}$ at the surface, and $\pm 16 \mu\text{mol kg}^{-1}$ in oxygen.

Daily Ssalto/Duacs products [Ducret *et al.*, 2000], from AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic 3) data base, for the period from 1 August 2012 to 31 October 2012, have been used to extract absolute geostrophic velocities in order to set the Bifurcation cruise in a larger context. Sea Level Anomalies (SLA) are calculated using several satellites (Cryosat-2, Jason-1/-2) and with respect to an average calculated over 1993–1998 to produce $1/4^{\circ} \times 1/4^{\circ}$ daily maps on a Mercator grid (since 15 April 2014). There are many different methods to detect and track eddies [Sadarjoen and Post, 2000; Doglioli *et al.*, 2007; Nencioli *et al.*, 2010]. Here we adopt some very simple definitions to investigate the origin and the dynamics of a specific eddy. The eddy detection and tracking have been done by visually inspecting consecutive daily maps of SSH. The eddy radius is defined with the outermost closed contour of sea surface height and the eddy center with the local extremum of sea surface height. The eddy average diameter is then calculated using the mean of the eddy daily radii. In order to check the consistency of our eddy detection and tracking, we also performed a comparison with the published Chelton data set [Chelton *et al.*, 2011, <http://cioss.coas.oregonstate.edu/eddies/>].

2.2. Numerical Lagrangian Diagnostics

The Lagrangian diagnostic tool Ariane was developed for tracing water mass movements, from the trajectories of numerical particles, in the output of ocean general circulation models [Blanke and Raynaud, 1997; Blanke *et al.*, 1999, <http://www.univ-brest.fr/lpo/ariane>]. This diagnosis allows to investigate all the possible fates and origins of water masses provided that a sufficiently high number of particles and of integration times are used. Here the particle trajectories are calculated in 2-D space for 2 years with the same Lagrangian methodology as in Maes and Blanke [2015] for their tracking of plastic debris across the Coral Sea. Both current velocity data sets used here for the period 2010–2012 are provided by numerical models: (i) the $1/12^{\circ}$ PSY4V1R3 simulation by MERCATOR OCEAN provides the velocity fields at two separate levels, surface and 100 m depth and (ii) the Naval Research Laboratory (NRL) Layered Ocean Model (hereafter NLOM) by the International Pacific Research Center (Honolulu, Hawaii) provides a surface velocity field at $1/32^{\circ}$ horizontal resolution.

Ariane is here used for integrating backward in time the trajectories of numerical particles initially distributed each day of 2012 across the section Ariane_SLI determined by its endpoints on Lihou Reef (at 152°E , 17.4°S , see Figure 1) and the Great Barrier Reef (at 152°E , 20.5°S). The calculations are stopped whenever the particles return to that initial section or are intercepted on the seven remote sections located around the Coral Sea (Figure 1). A small weight representative of the intensity of the local velocity is associated with each numerical particle on its initial position. This weight (expressed as a mass transport) is assumed to be conserved along each trajectory. A mass transport is then calculated between any remote section and

the Ariane_SLI section by summing the weights of all the particles that reached the remote section. This transport can be expressed as a percentage of the total transport and represents the intensity of the surface connection established between any remote section and the Ariane_SLI section. The rest of the analysis will focus on the connection between the Ariane_NVJ (see Figure 1) and Ariane_SLI sections. Following *Blanke et al.* [2006], the connection inferred from the horizontal movement of all the weighted particle results as a 2-D transport field. Thus, it can be expressed as a horizontal Lagrangian stream function that summarizes and shows the time average of the connection under study [*Blanke et al.*, 1999].

The analysis is restricted to some of the information provided by the horizontal movement of the particles. We compare the transport field inferred from the portions of trajectories associated with eddy-like variability and the transport field inferred from the full trajectory details. As in *Doglioli et al.* [2006], the details of individual trajectories are inspected to distinguish between portions captured by a rotating coherent eddy (either anticyclonic or cyclonic) and portions with no evidence of rotation. In this study the calculations are made from 6 h positions sampled along the entire length of the trajectories. First, we compute the direction of the velocity vector at each position. Then, the change of direction (azimuth) of this vector is integrated along each trajectory. Finally, the azimuth difference over periods of N days (by considering the azimuth $N/2$ days after and $N/2$ days before any calculated position) lets us identify the portions of trajectories associated with eddy-like variability (when the difference is larger than a given threshold) and portions of nonrotating behavior (when the difference is smaller than this threshold). The characteristic time it takes for a particle to circle twice around a coherent structure is determined from the mean diameter and tangential velocities at the edge of the eddy [*Hu et al.*, 2011; *Kersale et al.*, 2013]. Here, characteristic time scales of the order of 30–60 days were calculated using AVISO altimetry data for a particular anticyclonic eddy considered later in this study. A second calculation using S-ADCP velocities estimates the time scale to about 40 days. Thus, a threshold of $N = 40$ days is considered to identify rotating portions of trajectory.

3. Results

3.1. Water Mass Analysis During the Bifurcation Cruise

The Bifurcation data set offers an interesting opportunity to study the properties of water masses reaching the western part of the Coral Sea compared to the water masses entering the Coral Sea from the east, completing the work of *Gasparin et al.* [2014]. During the cruise a total of 40 CTD profiles was performed. In the present study, we will focus on five CTD profiles (Figure 1). As the location of these CTDs is rather far from the entrance of the Coral Sea, the comparison with *Gasparin et al.* [2014] results can provide new information

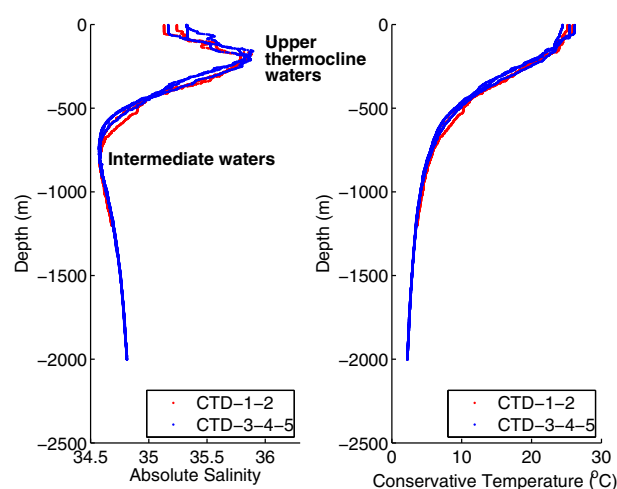


Figure 2. Vertical profiles of absolute salinity (left) and conservative temperature (right) for the CTD profiles on the CTD transect of the Bifurcation cruise identified in red and in blue in Figure 1. Upper thermocline and intermediate waters are indicated corresponding to the salinity minimum and maximum, respectively.

about pathways and exchanges during the journey of water masses across the Coral Sea. Figure 2 shows the five CTD profiles using the same color code as in Figure 1 (red for CTD 1 and 2 and blue for CTD 3–5). The water column is thus separated into four distinct sections: surface waters (~ 0 –100 m), upper thermocline waters (~ 100 –350 m), lower thermocline waters (~ 350 –600 m), and intermediate waters (~ 600 –1000 m). Little differences can be observed between the CTD 1 and 2 profiles and the CTD 3–5 profiles. The analysis of the remaining CTD profiles (data not shown) shows patterns similar to CTD 3–5 profiles (corresponding to blue crosses in Figure 1).

Figure 3a shows the Temperature-Salinity (T-S) diagram of the water column down to 2000 m for the five CTD

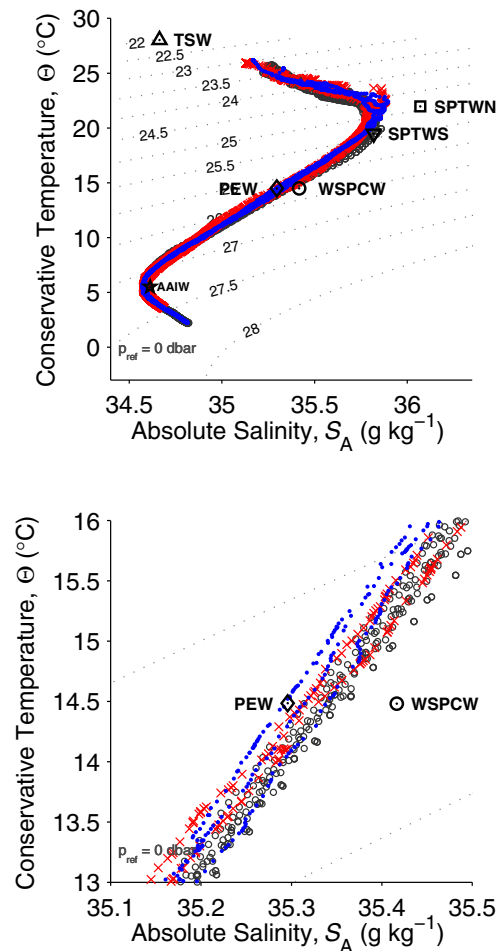


Figure 3. (a) Conservative temperature-absolute salinity diagram for the CTD profiles on the CTD transect of the Bifurcation cruise identified in red and in blue in Figure 1. ISAS-13 profiles from the Argo Atlas are also shown with grey circles, and the properties of the main water masses identified by Gasparin et al. [2014] at the entrance of the Coral Sea with bold black symbols. (b) Same as Figure 3a but zoomed on the lower thermocline.

profiles. The tight distribution of the profiles is overall consistent with Tomczak and Godfrey [2013] results based on CTD measurements in the eastern Coral Sea, but also with two climatologies: WOA2013 and ISAS-13. As a guideline, the water mass properties defined by Gasparin et al. [2014] are indicated in our T-S diagrams. At the levels of surface waters (TSW) and upper thermocline waters (SPTWS and SPTWN) our profiles follow the general layout expected in this area (salinity maximum at the 22°C isotherm) for a water sigma-t around 25 kg m⁻³. At the level of the salinity maximum, the salinity is fresher than for the waters entering the Coral Sea, which implies a loss of salt across the Coral Sea. The overlapping of the profiles in this layer back up the fact that water masses are probably mixed with each other. In the lower thermocline, CTD profiles show properties close to that of PEW and WSPCW. The same applies for the intermediate waters (AAIW). Moreover, a zoom on the lower thermocline reveals a strong PEW signature for the waters sampled during the cruise (Figure 3b). This observation is unexpected considering that Gasparin et al. [2014] put at ~70% the contribution of WSPCW in the western part of the Coral Sea, compared to ~20–30% for PEW. This result suggests a stronger influence of PEW in this area than previously expected. Nevertheless, at this stage, the T-S diagram is not sufficient to assess with absolute certainty the origins of water masses sampled during the Bifurcation cruise.

Rochford [1968], Tomczak and Hao [1989], and Maes et al. [2007], among others, suggested the use of oxygen concentration for a better discrimination of the water masses in this region. Figures 4a and 4b show, respectively, the Salinity-Oxygen (S-O₂) and the Temperature-Oxygen (T-O₂) diagrams from CTD data. The use of oxygen data allows us now to clearly separate the profiles vertically into two distinct parts. The upper part, identified with small markers, is composed of similar surface waters for all profiles and by upper thermocline waters showing an oxygen minimum for CTD 3–5 (~135 μmol kg⁻¹, in blue) and a maximum for CTD 1 and 2 (~170 μmol kg⁻¹, in red). The upper part of the S-O₂ and T-O₂ diagrams will be discussed in section 4. The lower part, identified with big markers, is composed of distinct lower thermocline waters (~350–600 m) for the red and blue profiles and by similar intermediate waters at the AAIW level. Clear differences exist between the profiles in the lower thermocline. At this level, the CTD 3–5 profiles show an increase in oxygen concentration up to an oxygen maximum (~190 μmol kg⁻¹) reached just before the AAIW level, consistent with WSPCW waters. The CTD 1 and 2 profiles show a reverse pattern characterized by an oxygen minimum (~145 μmol kg⁻¹) at 35 and 13°C. This oxygen minimum is likely to be the oxygen minimum characterizing the PEW. In comparison with Tomczak and Hao [1989] results, we can assume that CTD 1 and 2 reveal the signature of PEW, and consequently of NVJ-like water masses, whereas CTD 3–5 are rather similar to WSPCW transported by the NCJ.

Data from an Argo float (WMO id 5903381) that sampled both the NVJ and NCJ are superimposed on the S-O₂ and T-O₂ diagrams issued from the CTD collected during the cruise (Figure 5). Two groups of profiles are distinguished as they are considered to be fairly typical of NVJ and NCJ waters (Figure 1). In general, the Argo

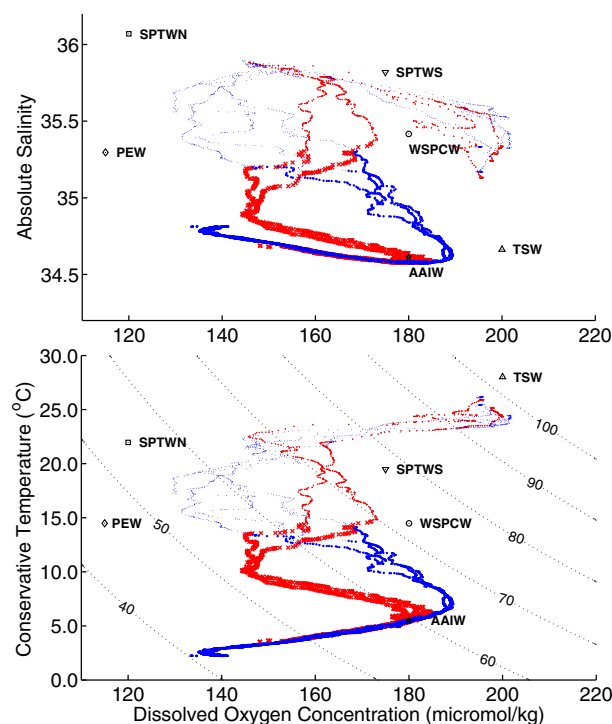


Figure 4. (a) Absolute salinity-dissolved oxygen diagram for the CTD profiles identified in Figure 1. (b) Conservative temperature-dissolved oxygen diagram for the same CTD stations as Figure 4a. The upper part of the diagram is identified with small markers (layer 0–350 m) and the lower part is identified with big markers (layer 350–1000 m). The properties of the main water masses identified by Gasparin *et al.* [2014] at the entrance of the Coral Sea are also shown with bold black symbols. Oxygen saturation as a percentage is represented with black contours.

profiles show the same vertical distribution with an offset toward lower oxygen concentrations for the NVJ waters, especially for waters below the lower thermocline. At this depth, the differences in oxygen concentrations between NVJ and NCJ waters almost reach $20 \mu\text{mol kg}^{-1}$. The distribution of the Argo profiles is fairly identical to the PEW and WSPCW profiles shown by Tomczak and Hao [1989]. This comparison allows us to deduce with confidence that green (purple) profiles are typical of NVJ (NCJ) waters. The difference in oxygen concentration between the CTD 1 and 2 and CTD 3–5 profiles is in the same range compared to the difference between NVJ and NCJ oxygen properties. Indeed in the lower thermocline, the CTD 3–5 profiles are rather similar to the NCJ profiles whereas the CTD 1 and 2 profiles show an oxygen minimum similar to that of the NVJ waters. The comparison between CTD profiles and Argo profiles suggests different sources for the waters sampled during the Bifurcation cruise: CTD 1 and 2 profiles are rather typical of NVJ waters whereas CTD 3–5 profiles suggest a NCJ origin.

As the Bifurcation area is located on the theoretical pathway of NCJ waters,

we assume here that a dynamic process is able to bring in water masses with a NVJ-like signature. To explore this hypothesis, we investigate the regional circulation during the Bifurcation cruise and in particular the mesoscale activity of the Coral Sea.

3.2. The Mesoscale Context During Summer 2012

The comparison of the measured currents and daily surface velocity fields derived from AVISO altimetry shows equivalent coherent structures along the Bifurcation route. Our analysis leads to the identification of nine eddies, crossing the route of the cruise and detected either with AVISO at the surface or with *S_ADCP* measurements along the first top 0–500 m of the water column (Figures S1–S2 in Supporting Information). These structures may have an influence on water mass exchanges or transports at short time scale. An example of a daily image of surface currents is shown in Figure 1. As expected from earlier observations, the Coral Sea is subject to intense mesoscale activity indicated by the presence of numerous eddies. A westward flow is detectable north of the Coral Sea, but the main jets are not identifiable as a consequence of strong mesoscale activity. The consistency between the in situ measurements and the structures detected by altimetry allows to use AVISO data over the previous and following month to assess the eddies' history. The spatial and temporal coverage of satellite-derived surface currents allows the tracking of the structures and to study their properties. Most of the structures are cyclonic (six out of nine), but the largest ones are anticyclonic with a diameter between 150 and 400 km. Despite some differences, all the structures propagate westward at about 6 km d^{-1} .

The relative vorticity calculated with the AVISO absolute geostrophic current is shown in Figure 6. This parameter allows to identify eddies but also to investigate their surface extension and the shape of their theoretical core delineated by the region inside the contour of zero relative vorticity [Korotaev and Fedotov, 1994; Early *et al.*, 2011]. The map in Figure 6 reveals the presence of two intense eddies: a cyclonic eddy

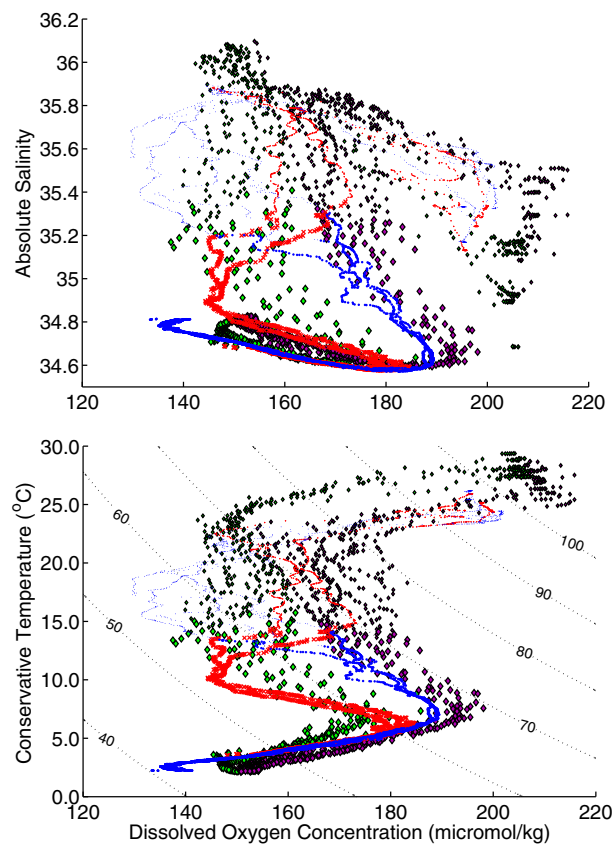


Figure 5. (a) Absolute salinity-dissolved oxygen diagram for the CTD profiles and for the Argo float (WMO Id 5903381) profiles indicated in Figure 1. (b) Conservative temperature-dissolved oxygen diagram for same data as Figure 5a. The upper part of the diagram is identified with small markers (layer 0–350 m) and the lower part is identified with big markers (layer 350–1000 m). Oxygen saturation as a percentage curves is represented with black contours.

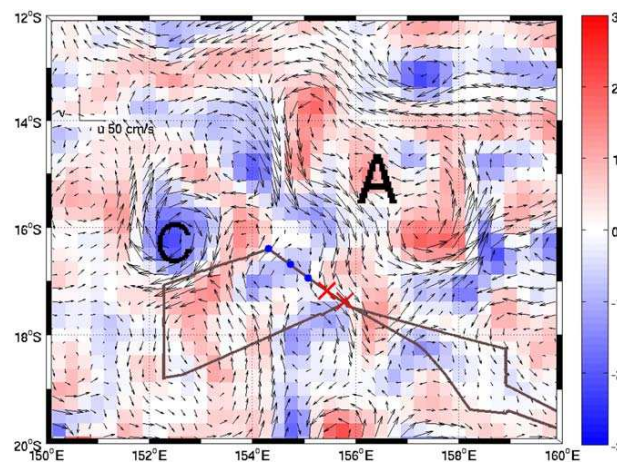


Figure 6. Relative vorticity [s^{-1} , color bar] calculated using the AVISO absolute geostrophic currents on the 5 September 2012 (date when the CTD transect was sampled). Positions of the CTD 1–5 stations of interest are also shown.

(hereafter C) at 16°S and 152.5°E and an anticyclonic eddy (hereafter A). In the following, we focus only on eddy A as the water mass analysis of the CTD casts located on the route crossed by eddy C on 5 September 2012 did not reveal any influence of this eddy on water mass exchange or transport (data not shown). The southern branch of eddy A, detected either with AVISO or ADCP currents, crosses the CTD transect at the same time as the CTD 1–5 samplings. Consequently, the differences highlighted with the water mass analysis in CTD 1 and 2 profiles seem to be linked to the passage of eddy A. The time-tracking analysis using AVISO reveals that eddy A left the north-eastern region in August, propagated for 2 months south-westwardly, arriving north of Lihou Reef early October (Figure 7). Its position and trajectory crossing both theoretical pathways of the NVJ and the NCJ, could explain the presence of NVJ-like water masses at 17°S during the Bifurcation cruise. Following the theory of *Early et al.* [2011] we suggest that eddy A has trapped NVJ water masses during its formation in the north-eastern Coral Sea and has transported them into the pathway of NCJ waters. Moreover, the eddy trajectory crossing meridionally both jets is a key aspect of the water mass transport. Within the Chelton data set we found seven anticyclonic eddies similar to eddy A that travelled from the NVJ to the NCJ over the period October 1992 through April 2012 confirming that such trajectories and exchanges between the NVJ and the NCJ through eddy displacements are not a one shot observation.

The mesoscale context allows to identify a dynamic process that could explain the presence of NVJ-like water masses in the Bifurcation area: the transport of NVJ waters and properties by mesoscale eddies. In order to test the persistence of such a connection between the NVJ and the NCJ we have chosen to analyze with a Lagrangian perspective the long-term

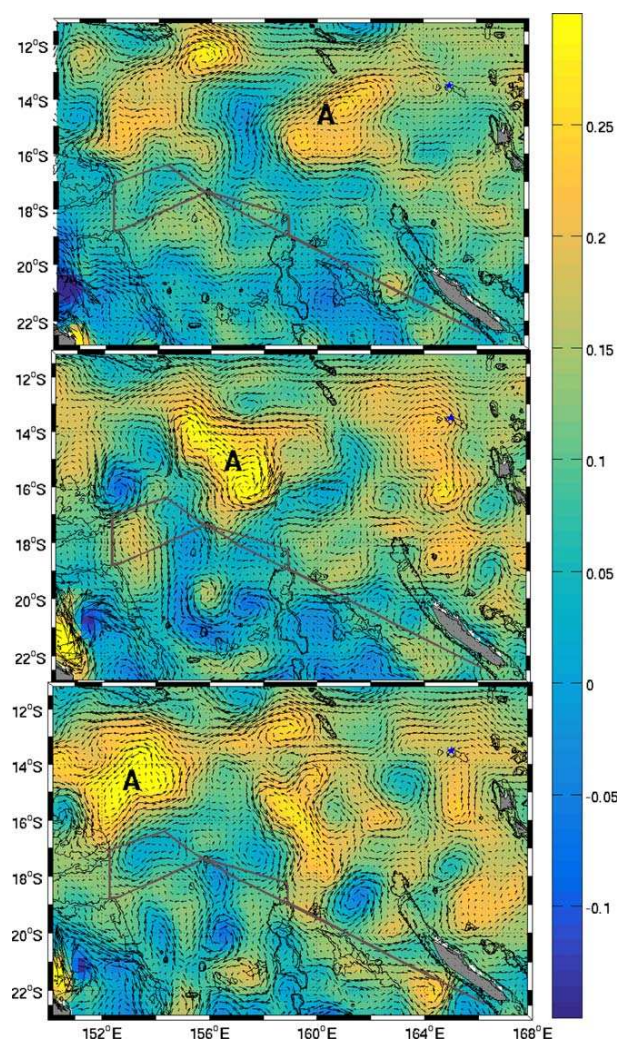


Figure 7. Daily sea level anomaly [m, color bar] and absolute geostrophic currents [m s^{-1}] derived from AVISO data at the $1/4^\circ$ horizontal resolution for three different dates (5 August, 5 September, and 5 October 2012). The initial position of eddy A (1 August 2012) is shown with a blue star.

across the Ariane_SLI section originates from the Ariane_NVJ section (Figure 8) and 4% from the Ariane_NCJ section. This double origin from both sides of Vanuatu is interesting because, until now, the westward flow crossing the Ariane_SLI section was thought to be entirely made of locally recirculating waters and NCJ waters flowing south of Vanuatu [Tomczak and Godfrey, 2013]. This Lagrangian description suggests that the western part of the NCJ is also fed with PEW and SPTWN. The mean surface connection time between the Ariane_NVJ and Ariane_SLI sections is about 8 months, but we also identify faster connection times, even as short as 2 months. This numerical estimation is consistent with the results obtained with AVISO altimetry. Indeed, eddy A travels for a month across the Coral Sea, from 163°E until it reaches the Bifurcation area at 155°E , and needs approximately one more month to reach the Australian Coast. Moreover, the stream function between Ariane_SLI and Ariane_NVJ sections (Figure 9) show a new south-westward pathway for the particles originating from the Ariane_NVJ section. The spreading of the contours of this stream function between 155°E and 166°E and between 13°S and 17°S indicates that almost the entire Coral Sea is affected by this connection.

Each trajectory, that is part of the connection, is inspected in detail to check the potential trapping and transport of waters by coherent structures. The portions of trajectories associated with eddy-like variability,

outputs from two ocean general circulation models.

3.3. Evidence of a Connecting Pathway Across the Coral Sea

The Lagrangian toolkit Ariane provides the trajectories of the particles crossing the Ariane_SLI section. This analysis is used to determine the origins of water masses that reach this area of the Coral Sea. We first check that both velocity data sets, used to run this analysis and associated, respectively, with MERCATOR and NLOM (see section 2.2), reflect properly the meso-scale variability sampled by the AVISO gridded product, and especially eddy A. The barotropic circulation identified with S_ADCP currents suggests that the circulation is similar at the surface and deeper. Moreover, as both velocity data sets gave similar results in terms of connection, in the following, we focus on the analysis of the results obtained with the higher resolution NLOM model.

Our Lagrangian analysis shows that the particles reaching the Ariane_SLI section can originate from all the sections that bound the domain of integration of the trajectories, but with a predominant recirculation across the Ariane_SLI section (34% of the transport, not shown). The remaining 66% of the incoming transport is composed of particles whose origins are distributed across the interception sections located further north or southeast. We estimate that 3% of the surface flow

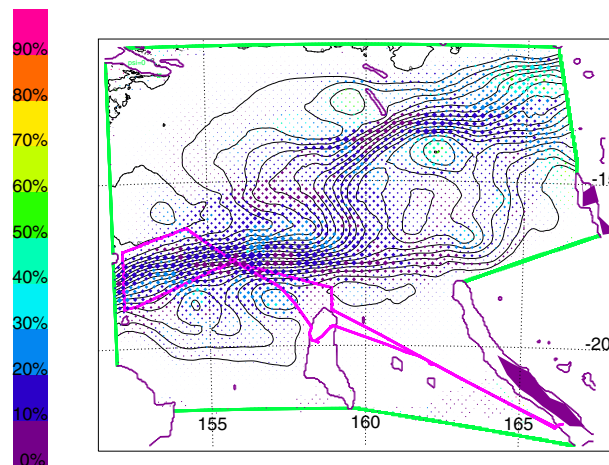


Figure 8. Lagrangian stream function calculated for the connection between the Ariane_NVJ and Ariane_SLI sections (black lines). The ratio between the transport deduced from the trajectory portions with a rotating behavior and the transport deduced from the full length of the trajectories is shown with diamonds. The color of the diamonds gives the intensity of this ration (in %), while the diamond size is proportional to the intensity of the local transfer. The green lines show the sections defined in Figure 1. Reef coasts, drawn in purple, are used to delimit sections.

the connection is less intense but eddies can contribute up to 50% of the transfer. On average over the domain, the proportion of the transfer associated with eddy-like trapping can be estimated between 10 and 20%.

Finally, the Lagrangian framework we just introduced can be used to isolate the proportion of anticyclonic eddies involved in the fraction of the transfer associated with eddy-like trapping (Figure 9). The contribution from anticyclonic eddies varies between 10 and 90% in the intermediate area between the two jets. It amounts to 70% all the way to 90% between 15°S and 17°S, and, 155°E and 160°E. This area turns out to match the location of eddy A that locally connects NVJ and NCJ water masses during the Bifurcation cruise. By comparison, the areas where anticyclonic eddies have the least influence are located in the theoretical pathway of the jets (especially at the NVJ entrance in the Coral Sea and in the southern part of the NCJ).

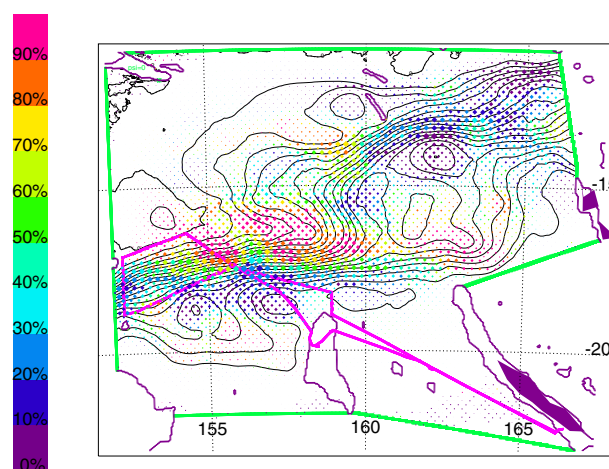


Figure 9. Same as in Figure 8 except for the color bar that now shows the ratio (expressed in %) between the transport deduced from anticyclonic trajectory segments and the transport deduced from all the trajectory portions with a rotating behavior.

as defined from the quantification of successive azimuth differences (cf. section 2.2), reveal the strong influence of mesoscale activity in trapping particles all over the Coral Sea (see Figure S3 in Supporting Information). They also allow evaluating the contribution of eddies in the connection made from the Ariane_NVJ and Ariane_SLI sections. This contribution is expressed in Figure 8 as a percentage by means of colored diamonds whose size is proportional to the local intensity of the transfer (a piece of information that tallies with the spacing of the contours). The connection is intensified at 17°S between 150°E and 160°E on the western part of the NCJ theoretical pathway, and at the entrance of the NVJ in the Coral Sea (at 13°S between 160°E and 165°E). This result is consistent with the positions usually accepted for the two jets. In between them,

This matches the observations during the Bifurcation cruise and suggests the role of anticyclonic eddies in connecting both jets by transporting water masses meridionally while their main pathways are zonal.

4. Discussion

The analysis of the lower thermocline waters evidenced the signature of PEW-like waters on the CTD 1 and 2 profiles, thus with an origin from the NVJ. Instead, the agreement of the CTD 3–5 profiles with the properties of the WSPCW suggests a NCJ origin. In the upper thermocline (see Figure 4) an oxygen minimum at 18°C and 35.6 for CTD 3–5 suggests that the CTD 1 and 2 profiles are more oxygenated than the CTD 3–5. In the light of our

previous assumption associating CTD 1 and 2 with the NVJ and CTD 3–5 with the NCJ, this result is in contradiction with the observations of *Tomczak and Godfrey* [2013] and *Gasparin et al.* [2014]. Indeed, these two studies showed that both NVJ upper (SPTWN) and lower (PEW) thermocline waters are continuously less oxygenated than NCJ upper (SPTWS) and lower (WSPCW) thermocline waters in the vertical. Following this, the upper thermocline waters sampled during CTD 3–5, showing an oxygen minimum cannot be associated with oxygenated NCJ waters. This oxygen minimum may originate from a mixture with Pacific equatorial waters whose oxygen properties agree with this minimum. Mixing processes are indeed supported by the complex overlapping of the profiles evidenced at the level of the upper thermocline waters in Figure 3. In addition to mixing processes, the oxygen minimum may be accentuated by biological mechanisms that are not considered in this study. The complex interplay of physical and biological processes that possibly affect water mass modifications gives us less confidence in the analysis of the upper part of the water column than in the one of the lower part which is more conservative.

Lower thermocline waters of CTD 1 and 2, located at 17–18°S, are identified as a mixed form of PEW. This observation remains unexpected because *Tomczak and Godfrey* [2013] have previously identified a “Water Mass Boundary” (WMB) at 15°S separating the pathway of the PEW in the northern part and the pathway of the WSPCW in the southern part of the Coral Sea. It suggests that the geographical extension of the PEW should be reconsidered with care and more observations. Moreover, in this study we have suggested a mechanism of water masses transport through eddy trapping and displacement to explain this observation. This assumption relies on the definition of *Early et al.* [2011] who demonstrated that a theoretical circular eddy is able to transport within its core the waters trapped during the eddy formation. However in our case of study we found in eddy A, the signature of NVJ waters mixed with waters encountered along its track [*Kaneko et al.*, 2015]. The position of the CTD 1 and 2, almost on the edge of this eddy as well as the irregular shape of the latter may explain the differences between the characteristics of PEW waters at the entrance of the Coral Sea [*Gasparin et al.*, 2014] and those sampled during the cruise. However, the signature of PEW is high enough to identify the NVJ-NCJ connection due to water mass transport through eddy displacement. This direct in situ observation remains one of a kind. *Lumpkin's* [2016] recent study, using surface drifter trajectories, identified two eddies (an anticyclone and a cyclone) travelling from the NVJ to the NCJ, which reinforce our results and highlight the important role of eddies in conditioning the water mass circulation in the Coral Sea.

The origin and the mechanism of transport of the water masses sampled during the Bifurcation cruise have been confirmed by our Lagrangian analysis applied to a model velocity field. Indeed, it demonstrates meridional exchanges between the NVJ and the NCJ, as already noted by *Maes et al.* [2007] and *Qiu et al.* [2009]. Our Lagrangian study estimates the contribution of anticyclonic eddies to this transfer, in the light of the one-time connection identified during the Bifurcation cruise through the southward displacement of anticyclonic eddy A. This is not a classical behavior for anticyclonic eddies that are mostly advected equatorward. However, at global scale *Chelton et al.* [2007] estimated that 31% of anticyclonic eddies propagating westward have a poleward deflection similar as eddy A. This percentage is large enough to support the connection highlighted here through the circulation of anticyclonic eddies between the NVJ and the NCJ. Moreover, the contribution of anticyclonic eddies is found to be the highest in the band 155°E–160°E around 16°S. This zone corresponds to the area identified by *Qiu et al.* [2009, Figure 1b] as a region of relatively high eddy variability. They studied the eastward Coral Sea Countercurrent (CSCC) in this band along 16°S, driven by the dipolar wind stress curl forcing localized in the lee of Vanuatu. They also suggested that the barotropic instability of the horizontally sheared NCJ-CSCC-NVJ system is responsible for eddy variability in the CSCC band. Thus, the connection between the NVJ and the NCJ through eddy circulation in this area could also be a consequence of the high eddy kinetic energy (EKE) generated by barotropic instabilities in the Coral Sea. In addition, our Lagrangian analysis confirms the intense recirculation zones identified by *Kessler and Cravatte* [2013a] and *Ganachaud et al.* [2014] on the edge of the Australian continent and south of the Solomon Sea. Interestingly, they also indicate strong recirculation from the north and the south of the Coral Sea. These features coupled with important mixing processes need to be studied in detail to fully understand the different water mass pathways across the Coral Sea.

In this study the role of mesoscale activity on the transport of water masses is well-demonstrated but it can also be estimated by calculating the transport from in situ measurements. The transports calculated with *S_ADCP* and associated with each transect of the cruise are given in Figure S4 of Supporting Information.

Transects 1 and 8 are out of the NCJ pathway but give an interesting example of the eddy-induced strong temporal variability. Indeed, transects 1 and 8 show a difference of about 15 Sv while they follow the same path with a time interval between them of only 15 days. This difference, due to eddy displacements across the transects of the cruise, can reach the order of magnitude of the transport of the jets. This observation underlines the role of mesoscale activity in introducing large temporal variability completing the study of *Kessler and Cravatte* [2013b] but also reinforces the question about the role of eddies on water mass transport.

5. Conclusions

The Bifurcation cruise data set offered an opportunity to assess mesoscale activity in the Coral Sea through current measurements and water mass sampling. The analysis of water masses, sampled either by CTD casts or Argo float, together with the study of mesoscale activity from satellite-derived velocity, allows to identify an anticyclonic eddy that participates in the transport of NVJ-like waters in the pathway of NCJ waters. Indeed, ocean eddies can transfer heat, salinity, oxygen and other tracers and thus play an important role on water mass composition and mixing [*Eady, 1957; Morrow et al., 2003*]. The Lagrangian analysis using velocity data from the NLOM model also shows complex trajectories in the Coral Sea. Our analysis highlights the challenges of determining water mass origins and pathways in the Coral Sea due to intense mixing partially caused by mesoscale activity. Both in situ and numerical observations indicate a dynamic connection between the two main jets of the Coral Sea, the NVJ and the NCJ, through eddy circulation. Our Lagrangian analysis suggests that anticyclonic eddy circulation is a major component of this connectivity. This *indirect* pathway for NVJ waters, through mesoscale activity, offers a new alternative to both *direct* pathways of NVJ waters toward the Australian Coast at 13°S and toward the Solomon Sea [*Ganachaud et al., 2014*]. This study thus provides a new vision of the dynamics of the Coral Sea considering mesoscale activity as a key component in the structuring of the regional water mass circulation. Future work on the Coral Sea must take into account the active role of eddies to better understand the pathways and transformations of the waters of the south-west Pacific. Work is underway to apply this kind of analysis in the context of the OUTPACE cruise [*Moutin and Bonnet, 2015*] in order to study the dynamics of the entire south-west Pacific.

Acknowledgments

Special thanks to the officers and crew of the R/V *Alis* who operated the Bifurcation cruise. The cruise data have been archived by the SISMER data center (www.ifremer.fr/sismer/). The Bifurcation project also received the support of the SPICE program, led by Alexandre Ganachaud (IRD). The Argo data are collected and made freely available by the International Argo Project and the national programs that contribute to it (www.argo.ucsd.edu, argo.jcommops.org). The altimeter products were produced by Ssalto/Duacs and distributed by Aviso, with support from CNES (<http://www.aviso.altimetry.fr/duacs/>). The current velocity data were provided by MERCATOR OCEAN. Special thanks go to Virginie Thierry and Thomas Bouinot for the calibration of the oxygen data collected with the Argo floats, to Fabienne Gaillard for ISAS analysis and to Gérard Eldin and Frédéric Marin for their expertise on the S_ADCP data. The authors are grateful for the support of the OUTPACE project (PIs T. Moutin and S. Bonnet) and CNES (contract ZBC 4500048836). L. Rousselet is financed by a MRT PhD grant. Finally, we thank the reviewers for their constructive and detailed comments.

References

- Blanke, B., and S. Raynaud (1997), Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent: An Eulerian and Lagrangian approach from GCM results, *J. Phys. Oceanogr.*, *27*(6), 1038–1053.
- Blanke, B., M. Arhan, G. Madec, and S. Roche (1999), Warm water paths in the equatorial Atlantic as diagnosed with a general circulation model, *J. Phys. Oceanogr.*, *29*(11), 2753–2768.
- Blanke, B., M. Arhan, and S. Speich (2006), Salinity changes along the upper limb of the Atlantic thermohaline circulation, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L06609, doi:10.1029/2005GL024938.
- Burrage, D., S. Cravatte, P. Dutrieux, A. Ganachaud, R. Hughes, W. Kessler, A. Melet, C. Steinberg, and A. Schiller (2012), Naming a western boundary current from Australia to the Solomon Sea, *CLIVAR Exchanges*, *17*, 28.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, R. M. Samelson, and R. A. de Szoeke (2007), Global observations of large oceanic eddies, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L15606, doi:10.1029/2007GL030812.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, and R. M. Samelson (2011), Global observations of nonlinear mesoscale eddies, *Prog. Oceanogr.*, *91*(2), 167–216.
- Choukroun, S., P. V. Ridd, R. Brinkman, and L. I. McKinna (2010), On the surface circulation in the western Coral Sea and residence times in the Great Barrier Reef, *J. Geophys. Res.*, *115*, C06013, doi:10.1029/2009JC005761.
- Couvelard, X., P. Marchesiello, L. Gourdeau, and J. Lefèvre (2008), Barotropic zonal jets induced by islands in the southwest Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, *38*(10), 2185–2204.
- Doglioli, A., M. Veneziani, B. Blanke, S. Speich, and A. Griffa (2006), A Lagrangian analysis of the Indian-Atlantic interocean exchange in a regional model, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L14611, doi:10.1029/2006GL026498.
- Doglioli, A., B. Blanke, S. Speich, and G. Lapeyre (2007), Tracking coherent structures in a regional ocean model with wavelet analysis: Application to Cape Basin eddies, *J. Geophys. Res.-O.*, *112*, C05043, doi:10.1029/2006JC003952.
- Ducet, N., P.-Y. Le Traon, and G. Reverdin (2000), Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and-2, *J. Geophys. Res.*, *105*, 19,477–19,498, doi:10.1029/2000JC900063.
- Eady, E. (1957), The general circulation of the atmosphere and oceans, *The Earth and Its Atmosphere*, 130–151.
- Early, J. J., R. Samelson, and D. B. Chelton (2011), The evolution and propagation of quasigeostrophic ocean Eddies, *J. Phys. Oceanogr.*, *41*(8), 1535–1555.
- Emery, W. (2001), Water types and water masses, *Encycl. Ocean Sci.*, *6*, 3179–3187.
- Fioux, M., R. Molcard, and R. Morrow (2005), Water properties and transport of the Leeuwin Current and eddies off Western Australia, *Deep Sea Res., Part I*, *52*(9), 1617–1635.
- Gaillard, F., T. Reynaud, V. Thierry, N. Kolodziejczyk, and K. von Schuckmann (2015), In-situ based reanalysis of the global ocean temperature and salinity with ISAS: Variability of the heat content and steric height, *J. Clim.*, *29*(4), 1305–1323, doi:10.1175/JCLI-D-15-0028.1.
- Ganachaud, A., L. Gourdeau, and W. Kessler (2008), Bifurcation of the Subtropical South Equatorial Current against New Caledonia in December 2004 from a Hydrographic Inverse Box Model, *J. Phys. Oceanogr.*, *38*(9), 2072–2084.

- Ganachaud, A., et al. (2014), The Southwest Pacific Ocean circulation and climate experiment (SPICE), *J. Geophys. Res. Oceans*, *119*, 7660–7686, doi:10.1002/2013JC009678.
- Gasparin, F. (2012), Caractéristiques des Masses d'Eau, Transport de Masse et Variabilité de la Circulation Océanique en mer de Corail (Pacifique sud-ouest), PhD thesis, Université Toulouse III - Paul Sabatier, Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E).
- Gasparin, F., C. Maes, J. Sudre, V. Garçon, and A. Ganachaud (2014), Water mass analysis of the Coral Sea through an optimum multiparameter method, *J. Geophys. Res. Oceans*, *119*, 7229–7244, doi:10.1002/2014JC010246.
- Gourdeau, L., W. Kessler, R. Davis, J. Sherman, C. Maes, and E. Kestenare (2008), Zonal jets entering the Coral Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, *38*(3), 715–725.
- Hristova, H. G., W. S. Kessler, J. C. McWilliams, and M. J. Molemaker (2014), Mesoscale variability and its seasonality in the Solomon and Coral Seas, *J. Geophys. Res. Oceans*, *119*, 4669–4687, doi:10.1002/2013JC009741.
- Hu, Z., A. Petrenko, A. Doglioli, and I. Dekeyser (2011), Study of a mesoscale anticyclonic eddy in the western part of the Gulf of Lion, *J. Mar. Syst.*, *88*(1), 3–11.
- Hummon, J., and E. Firing (2003), A direct comparison of two RDI Shipboard ADCPs: A 75-kHz ocean surveyor and a 150-kHz narrow band, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *20*(6), 872–888.
- Kaneko, H., S. Itoh, S. Kouketsu, T. Okunishi, S. Hosoda, and T. Suga (2015), Evolution and modulation of a poleward-propagating anticyclonic eddy along the Japan and Kuril-Kamchatka trenches, *J. Geophys. Res. Oceans*, *120*, 4418–4440, doi:10.1002/2014JC010693.
- Kersale, M., A. Petrenko, A. Doglioli, I. Dekeyser, and F. Nencioli (2013), Physical characteristics and dynamics of the coastal Latex09 Eddy derived from in situ data and numerical modeling, *J. Geophys. Res. Oceans*, *118*, 399–409, doi:10.1029/2012JC008229.
- Kessler, W. S., and S. Cravatte (2013a), Mean circulation of Coral Sea, *J. Geophys. Res. Oceans*, *118*, 6385–6410, doi:10.1002/2013JC009117.
- Kessler, W. S., and S. Cravatte (2013b), ENSO and short-term variability of the South Equatorial Current entering the Coral Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, *43*(5), 956–969.
- Kessler, W. S., and L. Gourdeau (2007), The annual cycle of circulation of the Southwest Subtropical Pacific, analyzed in an ocean GCM, *J. Phys. Oceanogr.*, *37*(6), 1610–1627.
- Korotaev, G. K., and A. B. Fedotov (1994), Dynamics of an isolated barotropic eddy on a beta-plane, *J. Fluid Mech.*, *264*, 277–301.
- Locarnini, R. A., et al. (2013), World Ocean Atlas 2013: Temperature, *NOAA Atlas NESDIS 73*, vol. 1, edited by S. Levitus, 40 pp., Natl. Oceanic and Atmos. Admin, Silver Spring, Md.
- Lumpkin, R. (2016), Global characteristics of coherent vortices from surface drifter trajectories, *J. Geophys. Res. Oceans*, *121*, 1306–1321, doi:10.1002/2015JC011435.
- Maes, C. (2012), Bifurcation cruise, RV Alis, doi:10.17600/12100100.
- Maes, C., and B. Blanke (2015), Tracking the origins of plastic debris across the Coral Sea: A case study from the Ouvéa Island, New Caledonia, *Mar. Pollut. Bull.*, *97*(1), 160–168.
- Maes, C., L. Gourdeau, X. Couvelard, and A. Ganachaud (2007), What are the origins of the Antarctic Intermediate Waters transported by the North Caledonian Jet?, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L21608, doi:10.1029/2007GL031546.
- McDougall, T., D. Jackett, F. Millero, R. Pawlowicz, and P. Barker (2012), A global algorithm for estimating absolute salinity, *Ocean Sci.*, *8*(6), 1123–1134.
- Morrow, R., F. Fang, M. Fieux, and R. Molcard (2003), Anatomy of three warm-core Leeuwin Current eddies, *Deep Sea Res., Part II*, *50*(12), 2229–2243.
- Moutin, T., and S. Bonnet (2015), OUTPACE cruise, RV L'Atalante, doi:10.17600/15000900.
- Nencioli, F., C. Dong, T. Dickey, L. Washburn, and J. C. McWilliams (2010), A vector geometry-based eddy detection algorithm and its application to a high-resolution numerical model product and high-frequency radar surface velocities in the Southern California Bight, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *27*(3), 564–579.
- Qiu, B., S. Chen, and W. S. Kessler (2009), Source of the 70-day mesoscale eddy variability in the Coral Sea and the North Fiji Basin, *J. Phys. Oceanogr.*, *39*(2), 404–420.
- Ridgway, K., and J. Dunn (2003), Mesoscale structure of the mean East Australian Current System and its relationship with topography, *Prog. Oceanogr.*, *56*(2), 189–222.
- Rochford, D. (1968), The continuity of water masses along the western boundary of the Tasman and Coral Seas, *Mar. Freshwater Res.*, *19*(2), 77–90.
- Rogé, M., R. A. Morrow, and G. Dencausse (2015), Altimetric Lagrangian advection to reconstruct Pacific Ocean fine-scale surface tracer fields, *Ocean Dyn.*, *65*(9–10), 1249–1268.
- Sadarjoen, I. A., and F. H. Post (2000), Detection, quantification, and tracking of vortices using streamline geometry, *Comput. Graphics*, *24*(3), 333–341.
- Saout Grit, C., A. Ganachaud, C. Maes, L. Finot, L. Jamet, F. Baurand, and J. Grelet (2015), Calibration of CTD oxygen data collected in the Coral Sea during the 2012 Bifurcation Cruise, *Mercator Ocean Quat. Newsl.*, *52*, 34–38.
- Sokolov, S., and S. Rintoul (2000), Circulation and water masses of the southwest Pacific: WOCE section P11, Papua New Guinea to Tasmania, *J. Mar. Res.*, *58*(2), 223–268.
- Takeshita, Y., T. R. Martz, K. S. Johnson, J. N. Plant, D. Gilbert, S. C. Riser, C. Neill, and B. Tilbrook (2013), A climatology-based quality control procedure for profiling float oxygen data, *J. Geophys. Res. Oceans*, *118*, 5640–5650, doi:10.1002/jgrc.20399.
- Thompson, R., and G. Veronis (1980), Transport calculations in the Tasman and Coral seas, *Deep Sea Res., Part I*, *27*(5), 303–323.
- Tomczak, M., and J. S. Godfrey (2013), *Regional Oceanography: An Introduction*, Elsevier, Amsterdam.
- Tomczak, M., and D. Hao (1989), Water masses in the thermocline of the Coral Sea, *Deep Sea Res., Part I*, *36*(10), 1503–1514.
- Webb, D. (2000), Evidence for shallow zonal jets in the South Equatorial Current region of the southwest Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, *30*(4), 706–720.
- Wyrki, K. (1962), The Subsurface Water Masses in the Western South Pacific Ocean, *Aust. J. Mar. Freshwater Res.*, *13*(1), 18–47.
- Zweng, M., J. Reagan, J. R. Antonov, R. Locarnini, A. Mishonov, T. Boyer, H. Garcia, O. Baranova, D. Johnson, D. Seidov, and M. Biddle (2013), World Ocean Atlas 2013: Salinity, *NOAA Atlas NESDIS 74*, edited by S. Levitus, vol. 2, 39 pp., Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md.

**ANNEXE F : Article soumis dans Journal of Geophysical Research-Oceans :
Rousselet et al., submitted, *Vertical motions in a fine-scale cyclonic structure observed in the Ligurian Sea and their effects on a biogeochemical tracer***

1 **Vertical motions in a fine-scale cyclonic structure**
2 **observed in the Ligurian Sea and their effects on a**
3 **biogeochemical tracer**

4 **L. Rousselet,¹A.M. Doglioli,¹A. de Verneil,²A. Pietri,³A. Della Penna,⁴L.**
5 **Berline,¹P. Marrec,¹G. Grégori,¹M. Thyssen,¹F. Carlotti,¹S. Barillon,¹F.**
6 **Simon-Bot,¹M. Bonal,⁵F. d'Ovidio,³and A. Petrenko¹**

7 ¹Aix Marseille Univ, Université de Toulon, CNRS, IRD, OSU PYTHEAS, Mediterranean Institute of
8 Oceanography MIO, UM 110, 13288, Marseille, Cedex 09, France

9 ²The Center for Prototype Climate Modeling, New York University, Abu Dhabi, UAE

10 ³LOCEAN-IPSL, UPMC, Paris, France

11 ⁴Applied Physics Laboratory, University of Washington, Seattle, Washington, USA

12 ⁵Laboratoire d'écologie des Systèmes Aquatiques, Université Libre de Bruxelles, Campus de la Plaine -
13 CP221

14 **Key Points:**

- 15 • High resolution reconstructions of 3-D fields
- 16 • Vertical velocities estimated with ω -equation
- 17 • Particle distribution as a tracer for vertical advection

Corresponding author: Louise Rousselet, louise.rousselet@mio.osupytheas.fr

18 **Abstract**

19 Submesoscale vertical velocities can be estimated from *in situ* observations by theoret-
20 ical frameworks like (among others) the ω -equation. However, these are indirect meth-
21 ods. Due to the typically ephemeral spatiotemporal scales of the vertical velocities, di-
22 rect evidence of vertical cells is often very challenging. In this experiment we addressed
23 this problem with an adaptive sampling strategy that coupled various biophysical instru-
24 ments. In the Ligurian sub-basin, the OSCAHR cruise (Observing Submesoscale Cou-
25 pling At High Resolution) sampled a fine-scale cyclonic feature ($\simeq 80 \text{ km} \times 55 \text{ km}$) dur-
26 ing fall 2015. The combined use of multiple datasets, including *in situ* measurements,
27 satellite-derived data and model outputs, allows for the complete 3-D description of the
28 dynamics of this fine-scale structure frequently observed in the Ligurian Sea. The 2-D
29 synoptic high-resolution observations acquired with a Moving Vessel Profiler (MVP) and
30 an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP), during a butterfly shape sampling, are
31 used to reconstruct 3-D objective maps of water density and horizontal currents. These
32 fields are then used to estimate the vertical velocity field down to 300 m by applying the
33 QG ω -equation. The vertical motions within the fine-scale circulation are characterised
34 by a quadrupole of downward and upward velocities on the edge of the circulation and
35 negligible vertical velocity in its center. The 3-D distribution of particles (size $\geq 100 \mu\text{m}$),
36 measured with a Laser Optical Plankton Counter (LOPC), is consistent with the 3-D
37 velocity field. In particular, a secondary recirculation vertically drags patches of high par-
38 ticle abundances. The observed event is then shown to be rather typical of mean fall con-
39 ditions.

40 **1 Introduction**

41 The general circulation and frontal system that regulate the physical and biolog-
42 ical dynamics of the Ligurian Sea are today well understood. However, the mesoscale
43 and submesoscale processes occurring within this global circulation are still unresolved
44 [*Pascual et al.*, 2017]. Mesoscale dynamics (features with time/space scales of the order
45 of months/100 km) are well-known to affect biological and biogeochemical processes through
46 horizontal transport of components (eddy trapping, lateral stirring) but also through ver-
47 tical processes that modify biogeochemical components and/or light availability (eddy
48 pumping, frontal instabilities) [*Williams and Follows*, 1998; *Klein and Lapeyre*, 2009;
49 *Perruche et al.*, 2011; *McGillicuddy*, 2016]. The stirring induced by mesoscale interac-

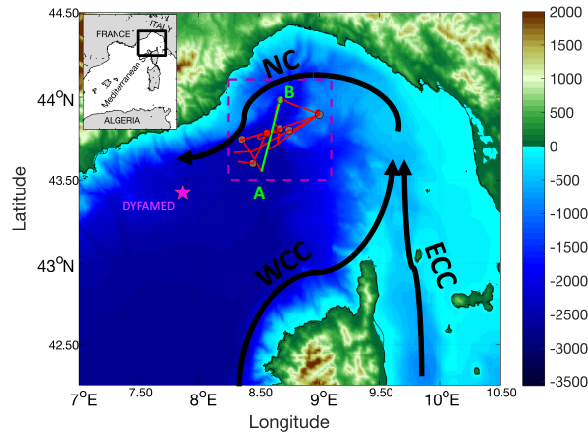
50 tions can also generate smaller-scale features typical of submesoscale (features with time/space
 51 scales of the order of days/few km), and favor frontogenesis or filamentation, that strongly
 52 impact the biological variability. Besides controlling the spatial horizontal distribution
 53 of tracers and biological matter [Dandonneau *et al.*, 2003; dOvidio *et al.*, 2010; Rousse-
 54 let *et al.*, 2018; Hernández-Carrasco *et al.*, 2018], submesoscale features can also partic-
 55 ipate in biological dynamics through vertical motions. The fine-scale distributions of ver-
 56 tical velocity are a key component to understand the fine-scale effect of structures such
 57 as eddies, fronts or meanders [Strass, 1994]. Primary production and more generally bi-
 58 ological activity, which are embedded in meso- and submesoscale features, can strongly
 59 depend on vertical advection that supply nutrients at these scales [Martin *et al.*, 2001;
 60 Lévy *et al.*, 2012; Mahadevan, 2016; McGillicuddy, 2016]. The estimation of vertical ve-
 61 locities has become an important challenge to study fine-scale dynamics. However, this
 62 diagnostic requires specific high-resolution and well-shaped *in situ* samplings of the struc-
 63 ture of interest to assess 3-dimensional fields of density and horizontal velocity. The Q-
 64 vector version of the ω -equation [Hoskins *et al.*, 1978] is commonly used for diagnosing
 65 vertical velocities [Giordani *et al.*, 2006; Pietri *et al.*, 2013] as it was accepted as the most
 66 stable and accurate diagnostic in the literature [Tintoré *et al.*, 1991; Fiekas *et al.*, 1994;
 67 Strass, 1994]. This method estimates, in quasigeostrophic theory (QG ω -equation), the
 68 ageostrophic vertical velocities that tend to restore the thermal-wind balance destroyed
 69 by the geostrophic motion.

70 Due to their typical scales and ephemeral nature, (sub)mesoscale features and their
 71 interactions with biogeochemistry and biology are still hard to sample and require in-
 72 novative techniques to be adequately observed [Mahadevan and Tandon, 2006; Mahade-
 73 van, 2016; McGillicuddy, 2016]. In this context, the OSCAHR (Observing Submesoscale
 74 Coupling At High Resolution) cruise [Doglioli, 2015] focused on a cyclonic circulation,
 75 located in the Ligurian Sea, sampled with high-frequency during fall 2015. The Ligurian
 76 Sea is characterised by a general counter-clockwise circulation which can be intensified,
 77 and thus create a cyclonic gyre, due to atmospheric conditions [Astraldi and Gasparini,
 78 1994]. The general circulation is formed by the junction of both the surface Western Cor-
 79 sica Current (WCC) and Eastern Corsica Current (ECC), in the vicinity of the Cap Corse,
 80 to form the Northern Current (NC, Fig. 1), which then continues its way west towards
 81 the Strait of Gibraltar [Astraldi and Gasparini, 1992; Millot, 1999; Millot and Taupier-
 82 Letage, 2005]. The Ligurian Sea is also mainly characterised by an oligotrophic regime

83 except from fall to early spring when Chl *a* concentration can reach 1 mg m^{-3} . An in-
84 crease of primary production rate can also be caused by an intense biological activity
85 generated along the frontal system that separates coastal and offshore waters in the gen-
86 eral circulation scheme [Goffart *et al.*, 1995]. Seasonal and/or peculiar events, such as
87 gales of north-westerly wind (so-called Mistral), can also influence the phytoplankton com-
88 munity structure, and then the biological activity [Thyssen *et al.*, 2014]. The seasonal
89 increase in Chl *a*, from fall to early spring, in this region benefits the entire marine food
90 web including zooplankton, macrozooplankton and cetaceans [Forcada *et al.*, 1995; Gor-
91 don *et al.*, 2000]. Due to its biological importance, the Ligurian Sea became, in Febru-
92 ary 2002, an international sanctuary for Mediterranean marine mammals, PELAGOS
93 [Notarbartolo-di Sciara *et al.*, 2008]. Hence the OSCAHR cruise data offer an unprece-
94 dent opportunity to study the fine-scale upper layer ($\simeq 0\text{-}300 \text{ m}$), horizontally and ver-
95 tically, of a cyclonic structure in the context of the global counter-clockwise circulation
96 of the Ligurian Sea. Indeed using the OSCAHR *in situ* data, Marrec *et al.* [2018] already
97 identified a cyclonic circulation that was associated with colder and enriched waters at
98 the surface. They showed that this fine-scale cyclonic circulation determined the distri-
99 bution of several phytoplankton groups defined by flow cytometry, with dominance of
100 *Prochlorococcus* picocyanobacteria in the core of the circulation and *Synechococcus* pic-
101 ocyanobacteria in the edges, in terms of abundances. They suggested that this peculiar
102 distribution as well as the higher Chl *a* concentration at the center of the cyclonic cir-
103 culation could be generated by vertical motions.

104 In this study, first, we characterize the flow and the thermohaline properties of the
105 cyclonic circulation sampled during the OSCAHR cruise, both on the horizontal and ver-
106 tical scales, using *in situ* high-frequency datasets (Section 3.1). These latter stem from
107 ThermoSalinoGraph (TSG), Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) and Moving
108 Vessel Profiler (MVP) measurements of, respectively, temperature, salinity and horizon-
109 tal currents conducted during a Lagrangian survey that aimed to follow the cyclonic cir-
110 culation for 3 days. The reconstruction of the 3-dimensional (x,y,z; referred as 3-D) fields
111 of density and horizontal velocities, from *in situ* observations, is performed in order to
112 compute vertical velocities from the QG ω -equation. The vertical velocity field is then
113 used to test the vertical motion hypothesis raised by Marrec *et al.* [2018] (Section 3.2).
114 Moreover, the vertical velocities are matched with the distribution of particles (in the
115 range $100 \mu\text{m}$ - few centimeters) observed thanks to a Laser Optical Plankton Counter

116 (LOPC mounted on the MVP, Section 3.3). Our results are finally discussed in Section
 117 4 and set into a larger seasonal context using satellite-derived Sea Surface Temperature
 118 (SST) and Chl *a* concentration, time series of *in situ* vertical profiles achieved at the DY-
 119 FAMED station and modelled data (Section 4.3). Conclusions are drawn in Section 5.



120 **Figure 1.** Bathymetry (m, colorbar) and Ligurian Sea circulation scheme (WCC: Western
 121 Corsica Current; ECC: Eastern Corsica Current; NC: Northern Current). The positions of DY-
 122 FAMED station and hydrological stations performed during OSCAHR are shown by the magenta
 123 star and the grey black circled points, respectively. The route of the vessel during the second
 124 leg of the OSCAHR cruise is shown by the red line. The green line highlights the AB transect
 125 that almost entirely crossed the cyclonic circulation. The purple dashed square delimits the area
 126 defined as the OSCAHR cyclonic circulation location.

127 2 Material and Methods

128 2.1 Datasets

129 2.1.1 Observations

130 The present study focuses on the second leg of the OSCAHR cruise [Doglioli, 2015]
 131 that was performed in the Ligurian Sea onboard R/V Téthys II between November 3,
 132 2015 and November 6, 2015 (Fig. 1). This sampling is based on an adaptive strategy:
 133 near-real-time data from satellite measurements and numerical modeling (see Sections
 134 2.1.2 and 2.1.3 respectively) were analysed to determine features of interests. In this case,
 135 the SPASSO software (Software Package for an Adaptive Satellite-based Sampling for

136 Ocean campaigns, <http://www.mio.univ-amu.fr/SPASSO/>) [*Doglioli et al.*, 2013; *d’Ovidio*
137 *et al.*, 2015; *Petrenko et al.*, 2017] allowed for the identification of a cold and Chl *a*-
138 enriched structure characterized by a cyclonic circulation (Fig. 2). Then a Lagrangian *in*
139 *situ* sampling of the structure was performed thanks to two different types of floats (1
140 SVPlike drifter anchored at 15 m depth and 2 CODE drifters anchored at 1 m depth)
141 that were deployed at the estimated center of the structure (8.65°E, 43.8°N) on Novem-
142 ber 3, 2015. All three drifters depicted a global westward movement, of about 0.25° in
143 two days, of the structure (data not shown). The OSCAHR *in situ* sampling was per-
144 formed in a range of 0.75° in longitude ensuring that the cruise sampled the desired struc-
145 ture. Physical and biogeochemical parameters were measured with high-frequency at the
146 surface (corresponding to a few kilometers resolution) and on the vertical. In the follow-
147 ing temperature and salinity will refer to absolute salinity and conservative temperature
148 according to TEOS-10 standards [*McDougall et al.*, 2012].

149 Continuous measurements were achieved all along the cruise route with a surface-
150 water flow-through system that pumped seawater at 2 m depth. Sea Surface Temper-
151 ature (SST_{*tsg*}, °C) and Salinity (SSS_{*tsg*}) were evaluated with the TSG equipped with
152 a SeaBird SBE21. Sea surface fluorescence was acquired with a Turner Designs fluorom-
153 eter (10-AU-005-CE) and was converted into surface chlorophyll *a* concentration (Chl_{*tsg*}
154 *a*, mg m⁻³). Calibration and validation details of each underway surface measurements
155 are available in *Marrec et al.* [2018].

156 Vertical profiles, at a spatial resolution of $\simeq 1$ km (between 4 and 6 knots), were
157 achieved with a moving vessel profiler, MVP200 ODIM Brooke Ocean, during the nearly
158 vertical free falls of the MSFFF I (Multi Sensor Free Fall Fish type I) equipped with a
159 AML microCTD, a fluorimeter (unusable data) and a LOPC. CTD measurements pro-
160 vided a total of more than 200 vertical profiles between the surface and 300 m depth with
161 a vertical resolution of 1 m. A significant correlation between data collected at 5 m depth
162 by the MVP and surface data from the TSG has been retrieved by *Marrec et al.* [2018].
163 The LOPC recorded particle size and abundance distributions: it records the cross-sectional
164 area of each particle passing through its beam [*Herman et al.*, 2004; *Herman and Har-*
165 *vey*, 2006] for a size range between 100 μm and few cm. Associated with net tows, the
166 living fraction of particles can be estimated [*Espinasse et al.*, 2018]. The sampling vol-
167 ume was estimated using the LOPC sampling tunnel surface multiplied by the depth in-
168 crement estimated with the pressure sensor. Given the fish free-fall velocity of $\simeq 4$ m s⁻¹

169 and the LOPC acquisition frequency (2Hz) we binned the LOPC over 5 m vertical bins.
 170 As the surface docking depth of the MVP fish was not constant, the first bin (0-7.5 m)
 171 was discarded from the analysis. The LOPC abundances were redistributed into log-scale
 172 size bins for easier analysis. Total abundance (i.e. abundance over the full LOPC size
 173 range) as well as abundance for a specific size range were analysed. We thus have ac-
 174 cess to vertical profiles of total abundance of particles (particules m^{-3}) at almost each
 175 kilometer during the MVP transects.

176 Continuous measurements of horizontal velocities, with 8 m depth bins, were also
 177 recorded with a Shipboard-Acoustic Doppler Current Profiler (S-ADCP type RDI Ocean
 178 Sentinel 75 kHz). The depth range extends from 18.5 m down to 562.5 m. S-ADCP data
 179 treatment was performed with the Matlab software Cascade V.7 [LOPS *Le Bot et al.*,
 180 2011, http://wwz.ifremer.fr/lpo_eng/content/view/full/25928].

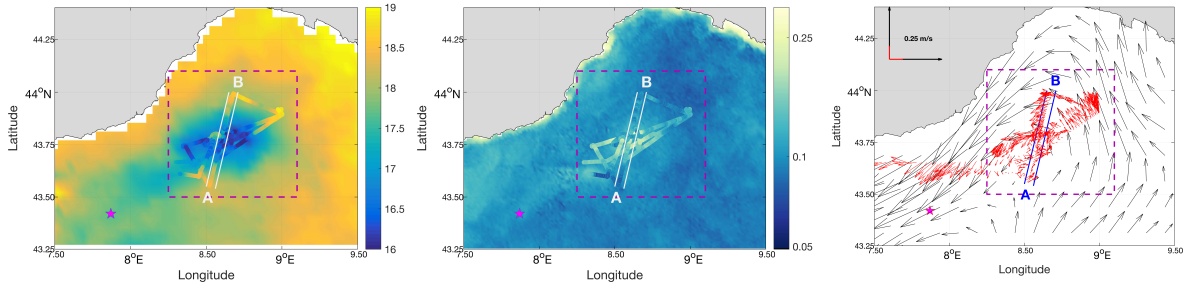
181 A total of seven casts down to 300 m were performed with a carousel water sam-
 182 pler equipped with a CTD (Conductivity-Temperature-Depth) SBE911+ during the sec-
 183 ond leg and are used to assess vertical profiles of temperature and salinity with preci-
 184 sions of 0.005°C and 0.002, respectively.

185 The DYFAMED station time series data (http://www.obs-vlfr.fr/cd_rom.dmtt/sodyf_main.htm)
 186 were used to retrieve vertical profiles of temperature and salinity [*Coppola et al.*, 2016,
 187 <http://www.seanoe.org/data/00326/43749/>] for the period January 1991 to December
 188 2014. These data are useful to set the OSCAHR conditions in a climatological context.
 189 The DYFAMED site (43.42°N , 7.87°E ; Fig. 1) is located just Southwest of the OSCAHR
 190 sampling site and offers the opportunity to assess two decades of vertical *in situ* profiles
 191 of temperature and salinity.

192 **2.1.2 Satellite dataset**

193 Satellite data from Copernicus Marine (<http://marine.copernicus.eu/>) are used for
 194 the adaptive strategy during the cruise as well as post-cruise to extend the geograph-
 195 ical and temporal information of SST_{Sat} and surface $\text{Chl}_{\text{Sat } a}$. Delayed-time L4 maps
 196 of SST_{Sat} and $\text{Chl}_{\text{Sat } a}$ are retrieved for a large time period, from 2012 to 2017, on reg-
 197 ular grids of $0.04 \times 0.04^{\circ}$ resolution for SST_{Sat} and of 1×1 km resolution for $\text{Chl}_{\text{Sat } a}$
 198 a . A correlation of 0.9 is calculated between SST_{Sat} and SST_{tsq} allowing for confident
 199 use of this dataset. For $\text{Chl } a$ concentration, the correlation between $\text{Chl}_{\text{Sat } a}$ and Chl_{tsq}

200 a is much worse (0.5). However, if the magnitude of the $\text{Chl}_{Sat} a$ concentration differs,
 201 the patterns are quite similar between *in situ* and satellite estimations (Fig. 2). As we
 202 are mainly interested in gradients of chlorophyll a concentration, we decide to use satellite-
 203 derived $\text{Chl}_{Sat} a$ concentration, especially in the context of a longer time-period study
 204 of the seasonal variations of both temperature and $\text{Chl} a$ in the Ligurian Sea. Monthly
 205 averages of these variables are computed in order to compare the surface OSCAHR con-
 206 ditions with respect to seasonal climatologies of SST_{Sat} and $\text{Chl}_{Sat} a$. Pseudo-Lagrangian
 207 weighted mean SST_{Sat} and $\text{Chl}_{Sat} a$ maps [*de Verneil et al.*, 2017], are generated with
 208 satellite-derived data for the period of the cruise. Similar correlations are found with pseudo-
 209 Lagrangian maps.



210 **Figure 2.** Left: Pseudo-Lagrangian map of SST_{Sat} ($^{\circ}\text{C}$, colorbar) together with scatter points
 211 of SST_{tsg} ($^{\circ}\text{C}$, colorbar). Center: Pseudo-Lagrangian map of $\text{Chl}_{Sat} a$ (mg m^{-3} , colorbar) to-
 212 gether with scatter points of $\text{Chl}_{tsg} a$ derived from the TSG fluorimeter (mg m^{-3} , colorbar).
 213 Right: The 3-day mean of geostrophic currents derived from altimetry (AVISO) are displayed
 214 with black arrows as well as the horizontal components of the velocity measured by the ADCP
 215 (18.5 m depth, red arrows). The position of DYFAMED station is shown for reference by the
 216 magenta star. The purple dashed square delimit the area defined as the OSCAHR cyclonic circu-
 217 lation location. The white and blue lines delimit the AB transect.

218 **2.1.3 Model outputs**

219 Daily and monthly outputs of modelled temperature, salinity and horizontal ve-
 220 locities are recovered from the MedSea Physical Reanalysis products for the time period
 221 between 1991 and 2016 [*Simoncelli et al.*, 2014, <http://marine.copernicus.eu/>]. These
 222 data are produced by the OGCM (Ocean General Circulation Model) NEMO-OPA (Nu-
 223 cleus for European Modelling of the Ocean-Ocean Parallelise) version 3.4 code on a reg-

224 ular horizontal grid of $1/16^\circ$ and 72 unevenly spaced vertical levels. The model reanal-
 225 ysis uses a data assimilation of satellite-derived sea level anomaly and *in situ* temper-
 226 ature and salinity profiles from CTDs, XBTs, MBTs, bottles and ARGO floats to cor-
 227 rect the model. The spatial and temporal coverage of these data allows for the study of
 228 the entire Ligurian Sea both on horizontal and vertical scales, but also on a longer time
 229 period. Correlations between model outputs and *in situ* (DYFAMED and OSCAHR) datasets
 230 (see Table S1, Supporting Information) are higher than 0.7, ensuring a reliable use of mod-
 231 elled data to study the entire Ligurian Sea variations in temperature, salinity and hor-
 232 izontal velocities.

233 2.2 Vertical velocities

234 The synoptic 2-dimensional (alongtrack, z) data achieved during the OSCAHR cruise
 235 are used both to extend the vision of the data into a 3-D (x,y,z) grid and to estimate ver-
 236 tical velocities. This approach consists in two steps: 1) an objective analysis is performed
 237 to compute 3-D maps of density and horizontal velocities; 2) The QG ω -equation is nu-
 238 merically solved by using the 3-D fields to infer vertical velocities.

239 The high-resolution density, velocity data as well as particle distribution are inter-
 240 polated onto a three-dimensional grid using objective analysis [*Le Traon, 1990*]. Den-
 241 sity and horizontal velocity correlation length scales are set to 30 km and 15 km in the
 242 x and y directions, respectively, with a structure orientation of -22.5° . Density data are
 243 fit to an elliptical functional distribution, whereas velocities are fit to a linear distribu-
 244 tion. The signal-to-noise ratio is assumed to be 0.05. Density and velocity output fields
 245 are constrained to be statically stable and in thermal wind balance as detailed in *Rud-*
 246 *nick [1996]* before estimating vertical velocities via the QG ω -equation. The final grid
 247 resolution is 0.8 km N-S \times 1.2 km E-W horizontally, and 3 m in the vertical. The final
 248 3-D fields are checked to be in agreement with *in situ* measurements to ensure the re-
 249 liability of the reconstructed fields (see Fig. S1, Supporting Information)

250 Ageostrophic vertical velocities (w) are generated by the tendency to compensate
 251 the thermal wind balance destruction due to geostrophic motions. These vertical mo-
 252 tions can be estimated using a three-dimensional elliptic equation (1), involving the di-
 253 vergence of the \mathbf{Q} vector [*Hoskins et al., 1978*] that is determined by horizontal deriva-
 254 tives of water density and horizontal velocity [equations detailed in: *Giordani et al., 2006*;
 255 *Pietri et al., 2013*].

$$\nabla^2(N^2w) + f^2 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = 2\nabla \cdot \mathbf{Q} \quad (1)$$

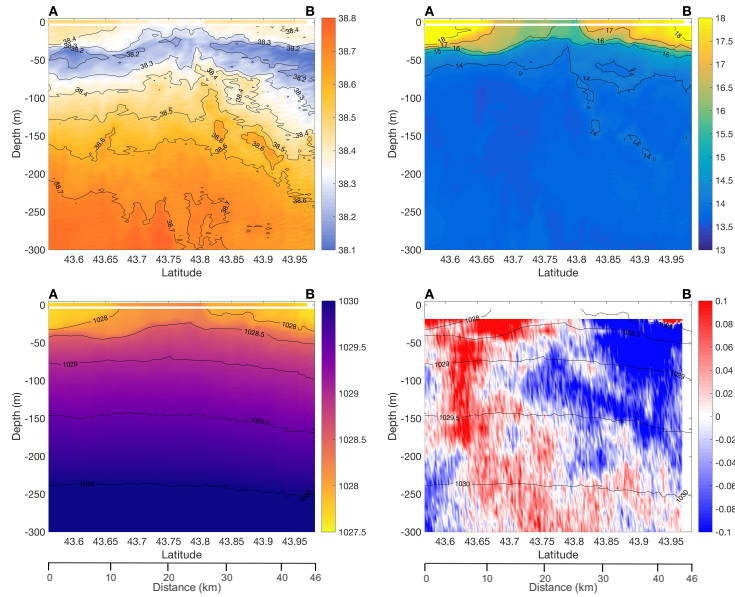
256 The limits of the domain should be considered cautiously as they are constrained
 257 by $w = 0$ boundary conditions [Rudnick, 1996; Thomas *et al.*, 2010]. The solution of this
 258 Poisson-type elliptic equation is computed using an iterative relaxation method.

259 3 Results

260 3.1 Fine-scale observations of the cyclonic structure

261 TSG and ADCP high-frequency measurements provide a fine-scale description, at
 262 the surface, of the cyclonic structure sampled during the OSCAHR cruise (Fig. 2). The
 263 TSG exhibits, at the surface, a relatively cold ($\simeq 16$ - 17°C), less salted ($\simeq 38.2$) and Chl_{tsg}
 264 a richer ($\simeq 0.25 \text{ mg m}^{-3}$) core surrounded by warmer ($\simeq 18$ - 19.5°C), saltier ($\simeq 38.5$) and
 265 lower Chl_{tsg} a ($\simeq 0.1 \text{ mg m}^{-3}$), waters. The *in situ* surface currents (first bin at 18.5 m
 266 depth) are in good agreement with altimetry, although satellite-derived currents are un-
 267 derestimated with respect to ADCP currents. The cyclonic structure and NC are well
 268 represented on both datasets.

275 Figure 3 depicts the high-resolution vertical sections of salinity, temperature, re-
 276 sulting density and horizontal currents measured during the Southwest to Northeast tran-
 277 sect (from 43.55°N to 43.97°N , green line on Fig. 1) that almost crossed the structure
 278 entirely (hereafter referred as AB transect). The location of this transect is particularly
 279 suitable for the vertical characterization of both the core ($\simeq 43.7^\circ\text{N}$ - 43.85°N) and the
 280 edges of the cyclonic circulation. A subsurface layer, characterised by a low-salinity tongue
 281 ($\simeq 38.2$), is observed around 50 m on the structure boundaries and around 30 m in its
 282 center. Below 100 m, the salinity increases from 38.4 to 38.7 following a classical salin-
 283 ity gradient towards depth. The deepening of isohalines at the end of the transect (start-
 284 ing around 43.85°N) is probably indicative of a specific dynamic occurring at this loca-
 285 tion. The vertical temperature section shows a temperature gradient from 16 - 18°C at
 286 the surface to 13.5 - 14°C at 300 m. A strong thermocline is visible at about 50 m depth
 287 on the structure edges and between 20 and 30 m at the center of the structure. The den-
 288 sity pattern reflects the observations on temperature and salinity sections: isopycnals rise
 289 at the center of the structure, where the water is denser ($\simeq 1028.25$) than around ($\simeq 1027.5$),
 290 deepen on the edges and more importantly on the Northern part of the AB transect ($\simeq 43.85^\circ\text{N}$).

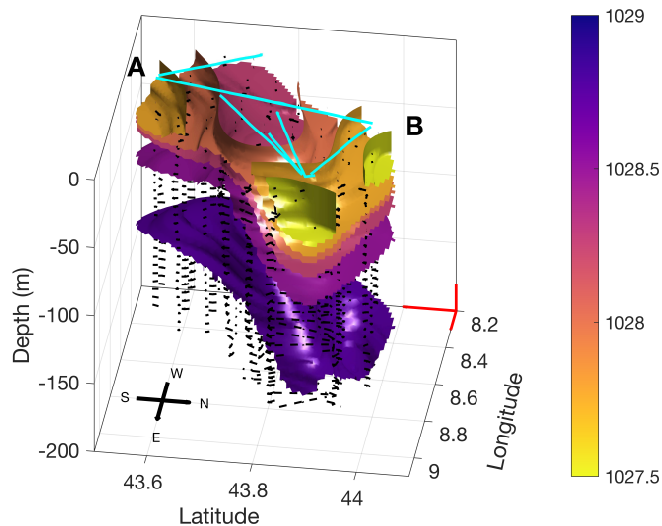


269 **Figure 3.** Vertical sections of absolute salinity (top-left), conservative temperature ($^{\circ}\text{C}$, top-
 270 right), density (kg m^{-3} , bottom-left) and cross-track velocity components (m s^{-1}) along the
 271 northward AB transect from MVP and ADCP (bottom-right, + to the East and - to the West).
 272 At the surface, the corresponding measurements from the TSG are displayed with the respective
 273 colorbar. Isoligns of absolute salinity (intervals of 0.1), conservative temperature (1°) and density
 274 (0.5 kg m^{-3}) are drawn with solid black lines.

291 The ADCP section (Fig. 3, bottom-right) shows a clear cyclonic circulation with east-
 292 ward velocities in the Southern part of the transect (A side) and westward velocities in
 293 the Northern part (B side). Horizontal currents are more intense on the edge of the cy-
 294 clonic circulation (0.1 and -0.1 m s^{-1}) and decrease around 43.85°N (between 0.02 and
 295 -0.02 m s^{-1}). The weakest horizontal velocities are found where the 1028 isopycnal reaches
 296 the surface which corresponds to the structure's center. ADCP data reveal that the struc-
 297 ture extends to almost 200 m depth. Below that depth the velocities are mainly east-
 298 ward. *In situ* data, both at the surface and on the vertical, describe a cyclonic structure
 299 extending down to 200 m with a typical upwelling process at its center that generates
 300 a rise of isopycnals.

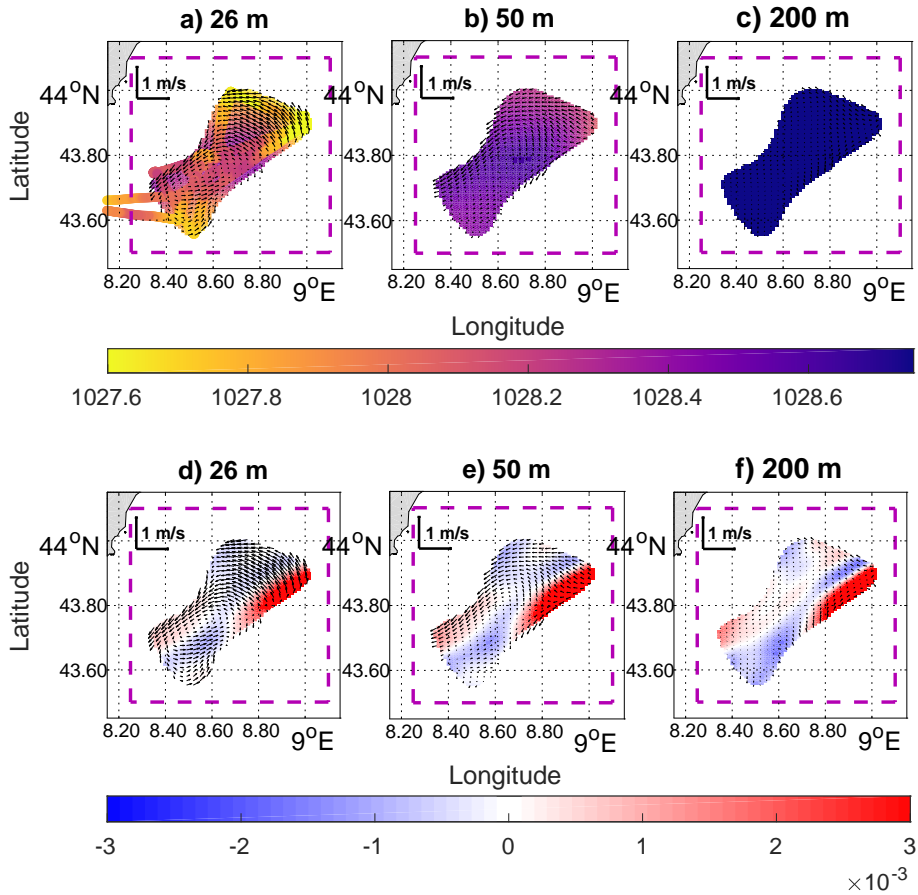
301 3.2 3-D horizontal and vertical dynamics

302 The objective mapping technique applied on all the sets of MVP and ADCP sec-
 303 tions provide a full 3-D description of the cyclonic structure. Figure 4 displays the 3-D
 304 reconstructed isopycnal surfaces and velocities (u, v, w) from 0 down to 200 m. On this
 305 figure (and thereafter) the only field estimates considered are where the error is ≤ 0.025 .
 306 The two isopycnals surfacing and the doming of the structure is detectable on the 3-D
 307 figure. Vertical velocities are negligible compared to horizontal motions. To investigate
 308 in detail the 3-D density and velocity fields, we represent horizontal sections (Fig. 5) at
 309 three depths of interest: i) the 26 m level which is just above the low salinity tongue and
 310 far enough from the boundary level (surface) to avoid method inaccuracies; ii) the 50 m
 311 level located within the low salinity tongue; and iii) the 200 m level: below the low salin-
 312 ity tongue where the cyclonic circulation is almost not detectable.



313 **Figure 4.** 3-D (longitude, latitude, depth) isosurfaces of density (colorbar) and 3-D velocities
 314 (u, v, w) , black arrows) fields reconstructed with the objective mapping method. The MVP sections
 315 used for the reconstruction are schematized by the cyan lines, including the AB transect. The red
 316 arrows define scales of 1 m s^{-1} in each direction.

317 The 3-D density field shows the surface dense waters ($\simeq 1028.3$) at the center of the
 318 structure (Fig. 5a). The surface horizontal density varies from 1027.5 on the Northern
 319 and Southeastern edges of the structure to 1028.4 at the center and on the Southwest-



328 **Figure 5.** Horizontal velocities (black arrows, m s^{-1}) superimposed on: Top) Density (col-
 329 orbar); Bottom) Vertical (colorbar, m s^{-1}) velocities (+ for upward and - for downward); from
 330 objective mapping for 26, 50 and 200 m depths.

320 ern edge of the circulation. At 50 m the horizontal density gradient is less steep ($\simeq 0.3$)
 321 between central and surrounding waters (Fig. 5b). The horizontal section at 200 m dis-
 322 plays an homogeneous density field (Fig. 5c).

323 The reconstructed horizontal velocity field shows a cyclonic circulation not closed
 324 on the SFRouthwestern side. At 26 m the horizontal velocities are still intense (in the
 325 order of 0.5 m s^{-1}) on the edges of the structure and decrease to reach a minimum at
 326 8.6°E and 43.75°N (Fig. 5d). This position can be identified as the center, or at least
 327 the closest to the center, of the cyclonic circulation.

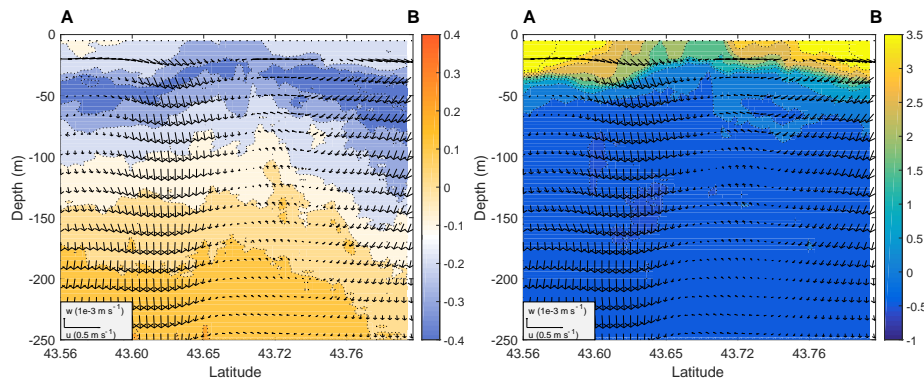
331 The horizontal sections of the estimated vertical velocity field exhibit a quadripole
 332 distribution of upward (positive) and downward (negative) velocities around the center

333 of the structure. If this quadrupole structure is obvious from 26 down to 50 m (Fig. 5d
 334 and e), it tends to disappear at 200 m (Fig. 5f). For the upper levels, at the center of
 335 the structure, the vertical velocity is slightly ≥ 0 . Weak downward velocities ($\simeq 10^{-4}$ m s $^{-1}$)
 336 are found from South to North (8.53°E - 43.55°N to 8.63°E - 44°N) whereas the South-
 337 west to Northeast direction (8.3°E - 43.7°N to 9°E - 43.9°N) is mostly influenced by in-
 338 tense upward velocities (between 10^{-3} to $3 \cdot 10^{-3}$ m s $^{-1}$) in particular on the edges of the
 339 cyclonic circulation. At 200 m the vertical velocities are mostly directed upward except
 340 into the Northwest and Southeast edges of the structure where downward motions are
 341 estimated.

342 The cyclonic circulation mostly generates intense upward motions on the edges and
 343 relatively weak (but not negligible) at the center of the structure. However, the edges
 344 of the structure are characterized by alternative up- and downward motions.

345 **3.3 Influence of vertical motions on biogeochemical tracers**

346 The influence of vertical motions can be assessed by using the temperature, salin-
 347 ity and particle abundance as tracers of the physical advection. Figure 6 represents, si-
 348 multaneously, the 2-D *in situ* anomalies of salinity and temperature, with the co-localised
 349 vertical and along-track components of the velocity. The anomalies are determined by
 350 the difference between the measure and the mean all along the AB transect. The sur-
 351 face layer (from 0 to 100 m) is fresher and warmer than the mean conditions in salin-
 352 ity and temperature along the transect AB down to 250 m. By superimposing, *in situ*
 353 datasets and the reconstructed velocity field, we can notice that, in the Southern part
 354 (A side), the intense downward velocities are associated with the weak downward trans-
 355 port of fresh waters represented by the little curvature of the salinity anomaly contours
 356 at 43.72°N. When going North (towards B side), the contours of salinity anomaly deepen
 357 from 100 to 170 m. This deepening is coupled with a secondary vertical recirculation cell
 358 (hereafter referred as secondary recirculation), between 43.80°N and 44°N. Indeed, in the
 359 Northern part of the transect (B side), negative salinity anomalies until 150 m (i.e. fresher
 360 waters are transported downward) follow intense downward velocities. Further south ($\simeq 43.80^\circ\text{N}$)
 361 the slope of salinity anomaly contours corresponds with weak, but not negligible, upward
 362 velocities. This recirculation is also visible near the surface layer (around 70 m) with a
 363 peculiar and localised temperature anomaly. The horizontal and vertical velocities might
 364 thus be responsible for the mixing of subsurface fresh and cool waters with colder and

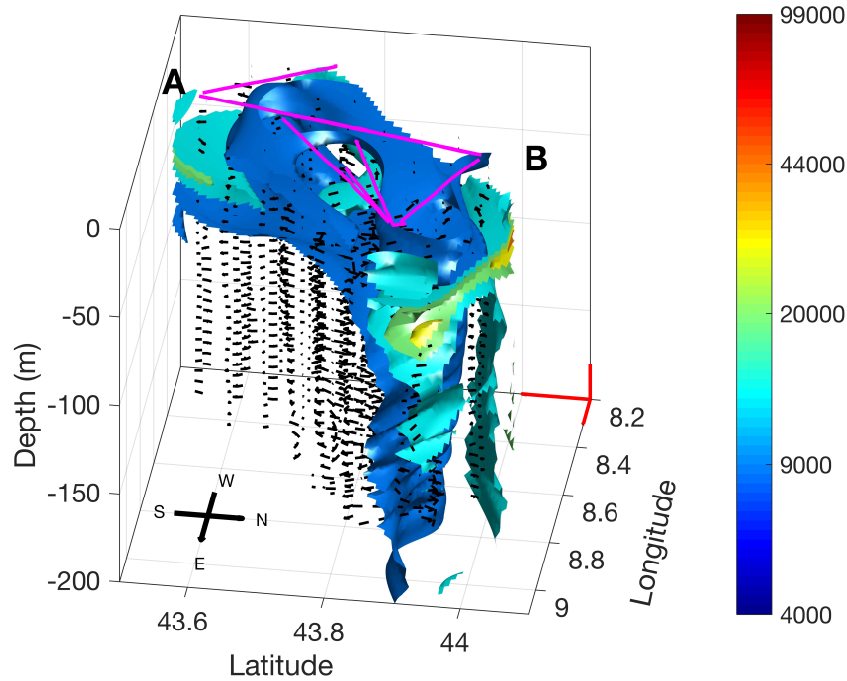


367 **Figure 6.** Vertical section of anomalies in salinity (colorbar, left) and temperature (colorbar,
 368 right) superimposed with along-track and vertical velocity components (m s^{-1} , black arrows)
 369 along the AB transect.

365 saltier deeper waters. This vertical velocity pattern matches the salinity isolines deep-
 366 ening, identified in Figure 3.

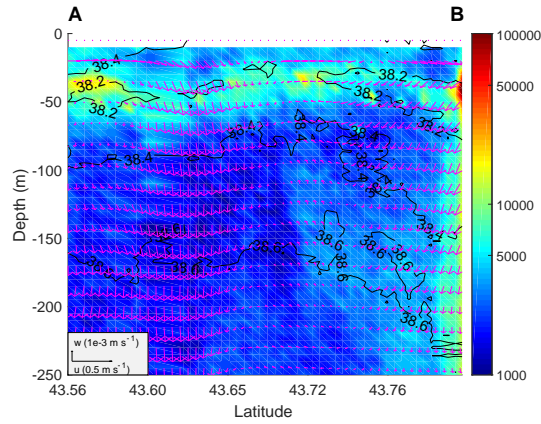
370 The LOPC provides high-resolution distribution of particles along the MVP tran-
 371 sect. In the same way as density and horizontal velocities, the 3-D map of particle con-
 372 centrations is reconstructed to study their distribution within the cyclonic circulation
 373 (Fig. 7). The iso-concentration surfaces exhibit moderated particle concentrations near
 374 the surface ($\approx 10\,000$ part. m^{-3}) and high abundances of particles, associated with py-
 375 cnocline, within the 50 m layer (between 50 000 and 100 000 part. m^{-3}). On the North-
 376 ern part of the circulation (B side), the particle abundances are rather homogeneous from
 377 the surface to 200 m, except around the 50 m layer where the particle signal increase.
 378 On the Southern part (A side), as the concentration of particles is very weak below 70 m,
 379 they do not appear on the figure (abundances ≤ 4000 particles m^{-3} are not displayed).
 380 The Northern vertical pattern is strongly linked with downward (Northwestern part) and
 381 upward (Northeastern part) velocities detectable on the quadrupole of vertical velocities
 382 on Figure 5.

387 Figure 8 displays the particle vertical distribution along transect AB, as well as the
 388 along-track and vertical components of the velocity. The particle abundance distribu-
 389 tion shows latitudinal variations of the depth of the high concentration layer. From South
 390 to North, this layer is located around 45 m, drops to 50 m at 43.67°N and rises up to
 391 40 m at the center and drops again around 50 m in the Northern part. Each depth vari-



383 **Figure 7.** 3-D (longitude, latitude, depth) isosurfaces of particle abundances (colorbar,
 384 part. m^{-3}) and 3-D velocities (u, v, w , black arrows) fields reconstructed with the objective map-
 385 ping method. The MVP sections used for the reconstruction are drawn at the surface with the
 386 magenta lines. The red arrows define scales of 1 m s^{-1} in each direction.

392 ation of this high-concentration layer is consistent with upward and downward correspond-
 393 ing velocities. As depicted on Figure 7, the Northeastern edge of the circulation ($\approx 44^\circ\text{N}$)
 394 is characterized by an homogeneous concentration of particles from 60 to 250 m. This
 395 peculiar vertical distribution is strongly linked with downeastward velocities that decrease
 396 and even change sign (from downward to upward) when going south (from B to A side).
 397 The secondary recirculation, identified above, is also coupled with relatively significant
 398 concentrations of particles. The velocities at the center of this secondary recirculation
 399 are relatively weak and associated with a lower particle abundance. Another MVP tran-
 400 sect was performed from B side towards the center of the AB transect, only 24 hours be-
 401 fore the AB sampling, and show the same vertical particle tongue associated with the
 402 secondary recirculation (data not shown).



403 **Figure 8.** Vertical section of particle abundances (colorbar, part. m^{-3}) superimposed with
 404 along-track and vertical velocity components (black arrows, m s^{-1}) along the AB transect. Iso-
 405 contours of salinity are represented with black lines (intervals of 0.2).

406 These observations suggest that, on the Northern part of the structure, the ver-
 407 tical velocities strongly influence the physical vertical structure of the cyclonic recircu-
 408 lation and also drive the vertical distribution of the suspended particulate matter. The
 409 intense downward velocities, on A side, that do not seem to drive the same biogeochem-
 410 ical response will be discussed in Section 4.2.

411 4 Discussion

412 4.1 Vertical motions sources and uncertainties estimations

413 We have suggested that the advection associated to the vertical velocities could ex-
 414 plain the vertical distribution of salinity and particles within the cyclonic circulation as
 415 well as the shallowing of the fresh, particle-rich subsurface layer in its center. *Marrec et al.*
 416 [2018] already hypothesized that this rise might be due to a series of wind events, few
 417 days and weeks prior the OSCAHR cruise, that generated Ekman pumping. In our study
 418 case, the superposition of wind-driven Ekman flow on a mesoscale velocity field can be
 419 responsible for the ageostrophic vertical motions detected in Section 3.2 [*Stern, 1965;*
 420 *Niiler, 1969; McGillicuddy, 2016*].

421 In highly energetic mesoscale flows, typical vertical velocities are of the order 10^{-5} m s^{-1}
 422 (between 10 and 100 m day^{-1}) [*Pollard and Regier, 1990; Tintoré et al., 1991*] although
 423 maximum vertical velocities obtained with the Q-vector ω -equation can be as large as

424 10^{-3} m s^{-1} [Allen and Smeed, 1996]. However, in our study, the vertical velocities are
 425 one order of magnitude higher (10^{-4} m s^{-1} corresponding to a mean vertical flux of 130 m day^{-1})
 426 which suggests a clear over-estimation of vertical velocities. The typical sources of er-
 427 rors of this vertical velocity estimation are: 1) the choice of boundary conditions; 2) the
 428 spatial resolution and synopticity of the data sets [Allen et al., 2001]; 3) the contami-
 429 nation of observations by high-frequency motions such as inertial currents and tides [Marsh,
 430 1995; Allen, 1995]; 4) the assumption of quasi-geostrophic balance. We tested two dif-
 431 ferent boundary conditions: Neumann and zero boundary conditions obtaining very sim-
 432 ilar results, especially in terms of intensities (data not shown). The spatial and tempo-
 433 ral resolution of the data set would not be questioned as the observations are close to-
 434 gether enough to resolve submesoscale ($\simeq 1 \text{ km}$ resolution) and the duration of each sur-
 435 vey (few hours) is small compared to the advective time scale (0.25° in two days). One
 436 characteristic that may increase the vertical velocities estimation error in our study might
 437 be the sampling shape. Allen et al. [2001], using subsampling outputs of an ocean model,
 438 have reported that a combination of factors, such as the sampling shape and frequency
 439 as well as the *in situ* dataset smoothing and asynopticity (direction of the ship related
 440 to the propagation of the perturbation flow) could lead to 85% errors in the estimation
 441 of net vertical heat flux. All studies that dealt with vertical velocities estimations from
 442 *in situ* observations, have sampled fronts with a radiator shape sampling. Indeed, to our
 443 knowledge, it is the first time that a butterfly type sampling is used in order to recon-
 444 struct 3-D fields and estimate vertical motions. At the time of the cruise, this shape of
 445 sampling route had been considered the best compromise between: i) to follow the track
 446 of the JASON3 satellite for validating altimetry measurements [Meloni et al., in revi-
 447 sion] and ii) to perform physical-biological coupled sampling of a cyclonic circulation.
 448 Otherwise, tide effects are negligible in this region of the microtidal Mediterranean Sea.
 449 Inertial currents have also not been observed in the buoy trajectories (data not shown).
 450 Thus, apart from the Quasi-Geostrophic balance assumption, the specific design of the
 451 OSCAHR cruise could be a factor leading to the overestimation of vertical velocities. It
 452 could be tested with a high-resolution numerical model, but we consider such a work out
 453 of topic of the present study focused on *in situ* measurements.

454 *Strass* [1994]; *Pinot et al.* [1996] suggested that the ω -equation may overestimate
 455 the magnitude of vertical motion but the patterns of the result would still be correct.
 456 Moreover the software that solves the ω -equation has shown consistency with structures

457 of about 50 km and a good agreement on the patterns of vertical estimated velocities
 458 with vertical velocities computed from model outputs (Pietri A., personal communica-
 459 tion) although the intensities differ slightly from the modelled ones.

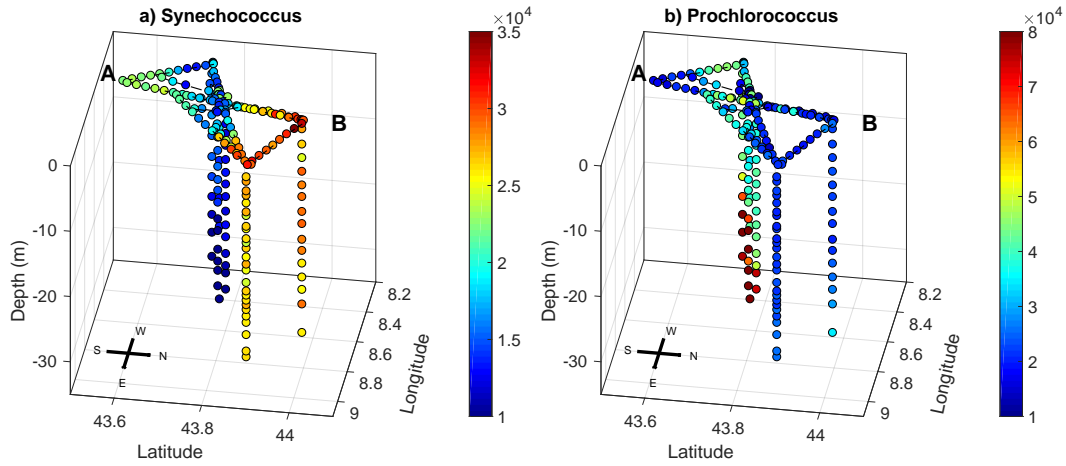
460 **4.2 Particle distribution: a tracer for vertical advection**

461 Within the cyclonic structure, we have observed intense downward and lower up-
 462 ward velocities. This asymmetry is rather typical of $\Theta(1)$ Rossby-number dynamics with
 463 downwelling being more intense than upwelling [*Mahadevan and Tandon, 2006*]. On B
 464 side of the MVP transect the vertical velocities seem to be associated with peculiar dis-
 465 tributions of salinity and particles. Ageostrophic vertical velocities have already been
 466 shown to shape the distribution of tracers or planktonic organisms horizontally [*Dan-*
 467 *donneau et al., 2003; dOvidio et al., 2010; Rousselet et al., 2018*] or to advect nutrients
 468 to upper layers. Submesoscale vertical flux (usually nutrients in the literature) occur along
 469 isopycnals [*Mahadevan, 2016*]. Similarly, in our case study, the vertical distribution of
 470 particles (around 43.85°N) follows the isopycnals and, in particular, the salinity isolines.
 471 The homogeneous vertical distribution on B side differs from the typical 1-D vertical pro-
 472 file of particle which is an exponential decrease of abundance with depth. As a conse-
 473 quence, this distribution raises questions, also as it is associated with intense downward
 474 motions: is the vertical dissemination due to the downwell of particles (#1) or is it the
 475 signal of a different water mass enriched in particles (#2)? The hypothesis #1 is real-
 476 istic considering that the particle signal is mostly in the size class 100 - 260 μm . Indeed,
 477 these particles can be considered as neutrally buoyant or slowly sinking ($\simeq 2 \text{ m d}^{-1}$ [*Guidi*
 478 *et al., 2008*]) material and can easily be advected downward by the vertical velocity in-
 479 tensities estimated. Moreover several studies have already reported cases of eddy-driven
 480 subduction of phytoplankton cells through submesoscale dynamics [*Pollard and Regier,*
 481 *1990; Fielding et al., 2001; Guidi et al., 2012; Omand et al., 2015*]. Although the down-
 482 ward transport of particles can be possible, the hypothesis #1 seems unlikely if we con-
 483 sider the intensity of the downward velocities and the different biogeochemical signal as-
 484 sociated with intense downward motions on A side. Indeed, a flux of 130 m d^{-1} would
 485 have probably removed all the particles from the upper layer. Moreover, velocities in the
 486 same range of magnitude are, on A side, only coupled with a localized slight deepening
 487 of isohalines and of the high abundance particle layer. We cannot exclude that, on A side,
 488 the downward motion has not lasted long enough to effectively observe a response of mat-

489 ter distribution. This asymmetry in the vertical distribution of particles can also sug-
490 gests that the observed patterns are remnants of passed events. Another probable as-
491 sumption is that the high abundance of particles all along the vertical originates from
492 a source of particle-enriched water mass that have been advected until the Northern side
493 of the cyclonic circulation (hypothesis #2).

494 The composition of the particle signal can also give information on the origins of
495 such distribution. The particle signal, which is intense in the Deep Chlorophyll Maxi-
496 mum (DCM) where phytoplankton abundance is expected to be higher, is mostly com-
497 posed of un-living matter. The zooplankton fraction among these particles is estimated
498 to 2-3 % by concurrent net tows with 200 μm mesh. This fraction is rather typical for
499 the Mediterranean Sea. These particles may originate from terrigenous matter or from
500 primary production transformation (zooplankton fecal pellets, aggregates).

501 The phytoplankton provides a biological perspective in the horizontal and verti-
502 cal dynamic of the cyclonic circulation. *Marrec et al.* [2018] reported a heterogeneous
503 spatial distribution of the two most abundant phytoplankton groups (*Prochlorococcus*
504 and *Synechococcus* picocyanobacteria) observed across the cold core and warm bound-
505 ary of the cyclonic structure (Fig. 9). Similar patterns in terms of abundance of the main
506 phytoplankton groups (i.e. *Prochlorococcus* and *Synechococcus*, Fig. 9) were reported in
507 the Southern and Northern warm boundary waters around the cold core. *Prochlorococ-*
508 *cus* are more abundant in the cold core of the structure than in the warm boundaries,
509 whereas *Synechococcus* exhibited the opposite distribution pattern. However, slightly higher
510 abundances (between 3.5 and 4 10^4 cell cm^{-3}) of *Synechococcus* are observed in the North-
511 ern part of the circulation where the particle signal increases. More interestingly, *Mar-*
512 *rec et al.* [2018] highlighted the presence of a distinct population of *Synechococcus*, based
513 on their fluorescence properties, in this Northern part of the circulation. Based on these
514 observations and to surface waters physical properties (warmer and fresher surface wa-
515 ter in the Northern part than in Southern part of the circulation), they suggested the
516 presence of a specific warm water mass in the Northern part of the circulation despite
517 apparent similar biogeochemical properties than waters from the Southern part. This
518 finding encompasses the asymmetry of the distribution of particles observed with the LOPC
519 and also support hypothesis #2 according which a different water mass would be trans-
520 ported in the Northern part of the cyclonic circulation. These results highlight the con-
521 trol of fine-scale physical processes on the dynamics of marine ecosystems.



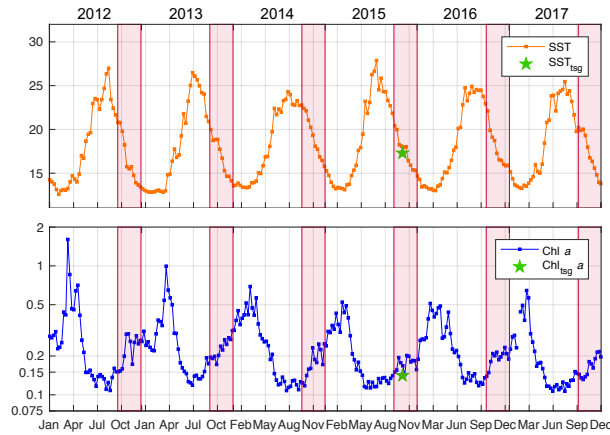
522 **Figure 9.** *Synechococcus* (a) and *Prochlorococcus* (b) abundances (cell cm^{-3}) measured by
 523 flow cytometry.

524 4.3 Large scale and seasonal contexts

525 At the sampling site, the surface geostrophic currents from AVISO indicate a cyclo-
 526 nomic circulation produced by the general circulation of the joined WCC-ECC and the
 527 NC (Fig. 2). Satellite data shows the sampling area as a peculiar (sub)mesoscale struc-
 528 ture. Indeed, the surrounding waters in the entire Northwestern mediterranean are char-
 529 acterised by warmer temperature (between 19-20 °C) and low $\text{Chl}_{Sat} a$ concentrations
 530 ($\simeq 0.1 \text{ mg m}^{-3}$), except in the coastal areas where $\text{Chl}_{Sat} a$ concentrations rise higher
 531 than 0.5 mg m^{-3} .

537 Between 2012 and 2017, monthly SST_{Sat} and $\text{Chl}_{Sat} a$ concentration averages are
 538 used to set the sampled circulation conditions in a seasonal context (Fig. 10). The mean
 539 SST_{Sat} in this region follows the classical seasonal cycle with no specific global trend be-
 540 tween 2012 to 2017. Unsurprisingly, the SST_{Sat} field reveals a large magnitude of sea-
 541 sonal variations from a minimum value in winter (around 13°C) and a maximum in sum-
 542 mer when the surface temperature can reach 24°C. Each year the mean SST_{Sat} dramati-
 543 cally decreases during autumn (from October to late December). The mean SST_{tsg} met
 544 during the OSCAHR cruise is typical of fall SST_{Sat} values in this region.

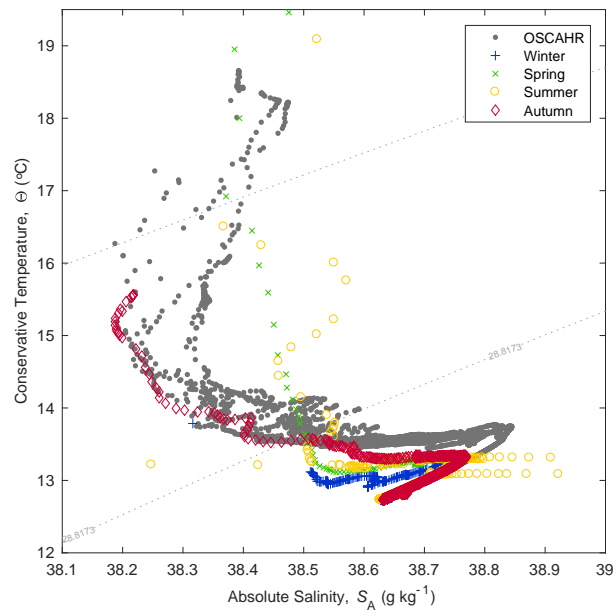
545 The 2012-2017 surface $\text{Chl}_{Sat} a$ monthly means highlight the $\text{Chl}_{Sat} a$ concentra-
 546 tion seasonal cycle: i) a slow increase in early October to reach maximum values in late
 547 winter - early spring ($\geq 0.5 \text{ mg m}^{-3}$) due to enhanced biological activity generated by



532 **Figure 10.** Top: Monthly mean SST_{Sat} ($^{\circ}C$, orange line), calculated from Copernicus satellite
 533 data, within the dashed purple box on Figure 1 for the period 2012-2017. Bottom: Monthly mean
 534 $Chl_{Sat} a$ concentration ($mg\ m^{-3}$, log scale, blue line), from Copernicus satellite data, within the
 535 dashed purple box for the period 2012-2017. OCAHR mean SST_{tsg} and $Chl_{tsg} a$ are shown with
 536 a green star. The red transparent patches show the Autumn season each year.

548 winter mixing and some years by winter deep convection events that brings nutrients to
 549 the surface; ii) a dramatic decrease of $Chl_{Sat} a$ down to $0.1\ mg\ m^{-3}$ until total nutri-
 550 ent depletion due to the intense stratification from spring to early fall. The climatolog-
 551 ical satellite survey of surface $Chl_{Sat} a$ concentration reveals an interannual pattern to-
 552 wards decreasing maximum winter concentrations (from $\geq 1.5\ mg\ m^{-3}$ in winter 2012
 553 to $0.5\text{-}0.75\ mg\ m^{-3}$ in winter 2017). The mean OCAHR $Chl_{tsg} a$ concentration is quite
 554 representative of the mean November 2015 $Chl_{Sat} a$ concentration (a difference of less
 555 than $0.05\ mg\ m^{-3}$). Both, *in situ* and satellite-derived, values of $Chl_{Sat} a$ means are rather
 556 similar, especially considering the uncertainties around both measures.

557 The vertical layout of the sampled circulation is also compared with a time series
 558 of vertical *in situ* profiles extracted from the DYFAMED database. The DYFAMED sta-
 559 tion is located almost 80 km away from the center of the cyclonic circulation and thus
 560 offers an interesting opportunity to retrieve characteristic profiles of the region. The OS-
 561 CAHR temperature and salinity profiles (surface down to 300 m), collected during fixed-
 562 station, are displayed on a TS diagram (Fig. 11, grey profiles). Two different uppermost
 563 layer waters are distinguishable on the CTD profiles: cool ($\simeq 17^{\circ}C$) and fresh ($\simeq 38.3$)
 564 waters, corresponding to the center of the circulation, and warmer ($\simeq 18.5^{\circ}C$) and saltier



577 **Figure 11.** Conservative temperature-absolute salinity diagram for the OSCAHR CTD pro-
 578 files (grey, see positions on Figure 1) and for the seasonal mean vertical profiles time series at
 579 DYFAMED station (coloured markers).

565 (≈ 38.45) waters on its edges. The OSCAHR CTD casts also show a subsurface low salin-
 566 ity layer characterized by a temperature around 15°C and a salinity minimum that varies
 567 from 38.2 to 38.35. Below, the more the density increases, the more the water mass char-
 568 acteristics become similar, until the profiles reach a salinity maximum (≈ 38.85) at a 13.5°C
 569 temperature. The deepest waters (300 m) are colder and less salty (around 12.5°C and
 570 38.7). The general shape of OSCAHR CTD profiles matches with the mean CTD pro-
 571 files performed at DYFAMED station. In particular, the vertical structure of the cyclonic
 572 circulation stands in between the mean summertime and the mean fall vertical patterns.
 573 This is particularly true for the surface and subsurface waters. Deeper waters tend to
 574 be warmer and saltier than the typical TS conditions measured at DYFAMED through-
 575 out the years. Except for this shift, the vertical structure of the cyclonic circulation is
 576 rather typical of mean fall conditions in the Ligurian Sea.

580 In order to understand if small scale features identified from the OSCAHR high-
 581 resolution dataset are integrated into larger scale processes or are generated/amplified
 582 by fine-scale dynamics, model data were extracted for the AB transect position at the
 583 time of sampling. Then these model data were compared with *in situ* measurements (Fig.

584 S2, Supporting Informations). In our study case, and as depicted in Section 2.1.3, mod-
585 elled data are in good agreement with the data collected during the OSCAHR cruise and
586 display a similar subsurface low salinity layer. Although the model outputs show an upwelling-
587 type vertical system, it seems to miss a non-negligible part of the fine-scale vertical mo-
588 tions visible in the *in situ* datasets. Overall, the conditions encountered during the OS-
589 CAHR sampling are rather typical of the autumnal season for both model and clima-
590 tological data.

591 4.4 Origins of the low salinity subsurface layer

592 A low salinity subsurface layer has already been observed close to our study area
593 [*Marty et al.*, 2008; *Goux et al.*, 2009]. It seems typical of autumnal conditions as sug-
594 gested by the autumnal 1991-2016 averaged vertical sections of salinity from the NEMO-
595 OPA model (Fig. S3, Supporting Information). The 25 year averages display a cyclonic
596 surface circulation with an isopycnal rise in the center of the Ligurian Sea which is con-
597 sistent with the hypothesis that OSCAHR conditions are rather typical of a classical sea-
598 sonal state. These figures also exhibit overall fresher waters than those encountered dur-
599 ing the OSCAHR cruise. The global fresher state may originate from an underestima-
600 tion of salt flux in the model or suggest a global trend towards *in situ* higher salinity in
601 the Northwestern Mediterranean since 1991. The surface salinity shows that the WCC
602 significantly contributes to the inflow of fresh surface waters into the NC. Both zonal and
603 meridional salinity sections highlight a mean subsurface low-salinity layer (50-60 m) within
604 the NC ($\simeq 38$). A subsurface layer of slightly lower salinity is still detectable in the en-
605 tire Ligurian Sea. The vertical sections are drawn in order to cover the entire Ligurian
606 Sea, zonally and meridionally, and to cross both WCC and ECC. The vertical structure
607 of the WCC (between 42.5°N and 43°N) shows the transport of surface and subsurface
608 (down to 60 m) low salinity waters (mean value around 37.9). A similar subsurface ($\simeq 50$ -
609 60 m) low-salinity layer ($\simeq 38$) is detected within the ECC (between 9.5°E and 10°E).
610 These results support the hypothesis that, during autumn, a combined inflow of both
611 WCC and ECC subsurface low-salinity waters contributes to the existence of a subsur-
612 face fresh layer around 50 m depth in the Ligurian Sea. The combination of both sub-
613 surface low salinity layers remains in the NC but is progressively mixed with saltier wa-
614 ters along the NC pathway. *Astraldi and Gasparini* [1994] also pointed out that the con-
615 tribution of both currents in the inflow feeding the NC varies according to the seasons.

616 In particular, they identified an increase of the flow coming from the Tyrrhenian Sea in
617 autumn-winter that resulted in a nearly equivalent mixing of both WCC and ECC dur-
618 ing winter. This is consistent with our results.

619 **5 Concluding remarks**

620 In this study, we analyse a 3-D fine-scale structure of a typical fall cyclonic circu-
621 lation sampled during the OSCAHR cruise in the Ligurian Sea. With coupled biophys-
622 ical *in situ* measurements we are able to diagnose the fine-scale vertical motions and their
623 biogeochemical signature. The 2-D fine-scale vertical observations, achieved with a MVP,
624 highlights a subsurface low-salinity. The cyclonic circulation geostrophically domed the
625 isopycnals in the center of the structure causing the shallowing of the subsurface layer
626 and enhanced biological production. The reconstructed 3-dimensional fields of density
627 and horizontal velocities are used to compute the vertical velocities from the ω -equation,
628 for the first time in this region. Even though the magnitude of the vertical velocities seems
629 to be slightly overestimated (10^{-4} m s^{-1}) vertical patterns are still reliable. In partic-
630 ular, a secondary vertical circulation is identified, in the Northern part, to upwell par-
631 ticles (from 250 to 100 m) along isohalines to the center of the cyclonic circulation. The
632 high abundance of non-living particle in the Northern part of the circulation is strongly
633 linked with higher abundance of a distinct population of *Synechococcus*. Those biogeo-
634 chemical observations, coupled with physical investigation, suggest the transport of a dis-
635 tinct water mass trapped in the Northern part of the circulation. Besides demonstrat-
636 ing the effect of fine-scale features on biogeochemical distribution, we use here particle
637 matter as a tracer to assess physical dynamic.

638 **Acknowledgments**

639 We thank Christophe Yohia and Christel Pinazo for modeling outputs and their valu-
640 able help for SPASSO images analysis. We thank Nicole Garcia for Chl *a* measurements.
641 Special thanks go to the DT-INSU persons from la Seyne sur Mer, and in particular to
642 Malika Oudia for her help in administration work and Céline Heyndrickx and Frédéric
643 Le Moal for their technical support. Genavir and specifically Julien Fenouil are acknowl-
644 edged for providing and assisting us with the MVP. MVP and the associated sensors were
645 brought by IFREMER, LOPB and now MIO with co-funding by the Centre Européen
646 de Technologies Sous-Marine (CETSM Contrat de Projet Etat Région 20072013 en PACA)

647 and the French ANR FOCEA (project ANR-09-CEXC-006-01 of M. Zhou and F. Car-
648 lotti). We also thank J. Thomas Farrar (MIT) for his suggestions on the cruise strat-
649 egy. The OSCAHR cruise was supported by the MIO Axes Transverses program (AT-
650 COUPLAGE), by FEDER fundings (PRECYM flow cytometry platform) and by the fol-
651 lowing projects: CHROME (PI M. Thyssen, funded by the Excellence Initiative of Aix-
652 Marseille University A*MIDEX, a French Investissements dAvenir program), SeaQUEST
653 (PI O.Ross, funded by the UE FP7 people), AMICO (PI C. Pinazo, funded by Coper-
654 nicus MEDDE French Ministry MDE), and BIOSWOT (PI F. dOvidio, funded by TOSCA/CNES).
655 We also thank the captain and crew of the Téthys II research vessel. The project lead-
656 ing to this publication received funding from the European FEDER Fund under project
657 1166-39417. We thank the support of Labex OT-Med (no. ANR-11-LABX-0061) funded
658 by the French government through the A*MIDEX project (no. ANR-11-IDEX-0001-02).

659 References

- 660 Allen, J. (1995), Subtidal and tidal currents in the vicinity of the Iceland-Faeroes
661 front, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, *12*(3), 567–588.
- 662 Allen, J., and D. Smeed (1996), Potential vorticity and vertical velocity at the
663 Iceland-Faeroes front, *J. Phys. Oceanogr.*, *26*(12), 2611–2634.
- 664 Allen, J., D. Smeed, A. Nurser, J. Zhang, and M. Rixen (2001), Diagnosis of verti-
665 cal velocities with the QG omega equation: an examination of the errors due to
666 sampling strategy, *Deep-Sea Res. I*, *48*(2), 315–346.
- 667 Astraldi, M., and G. Gasparini (1992), The seasonal characteristics of the circulation
668 in the North Mediterranean Basin and their relationship with the atmospheric-
669 climatic conditions, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *97*(C6), 9531–9540.
- 670 Astraldi, M., and G. Gasparini (1994), The seasonal characteristics of the circula-
671 tion in the Tyrrhenian Sea, *Seasonal and Interannual Variability of the Western*
672 *Mediterranean Sea*, pp. 115–134.
- 673 Coppola, L., E. D. Riquier, and T. Carval (2016), Dyfamed observatory data, *SEA-*
674 *NOE*, doi, *10*, 43,749.
- 675 Dandonneau, Y., A. Vega, H. Loisel, Y. Du Penhoat, and C. Menkes (2003), Oceanic
676 Rossby waves acting as a” hay rake” for ecosystem floating by-products, *Science*,
677 *302*(5650), 1548–1551.

- 678 de Verneil, A., L. Rousselet, A. M. Doglioli, A. A. Petrenko, and T. Moutin (2017),
679 The fate of a southwest Pacific bloom: gauging the impact of submesoscale vs.
680 mesoscale circulation on biological gradients in the subtropics, *Biogeosciences*,
681 *14*(14), 3471–3486, doi:10.5194/bg-14-3471-2017.
- 682 Doglioli, A. (2015), OSCAHR cruise, RV Tthys II, doi:10.17600/15008800.
- 683 Doglioli, A. M., F. Nencioli, A. A. Petrenko, G. Rougier, J.-L. Fuda, and N. Grima
684 (2013), A software package and hardware tools for in situ experiments in a La-
685 grangian reference frame, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *30*(8),
686 1940–1950.
- 687 d’Ovidio, F., A. Della Penna, T. W. Trull, F. Nencioli, M.-I. Pujol, M.-H. Rio, Y.-H.
688 Park, C. Cotté, M. Zhou, and S. Blain (2015), The biogeochemical structuring role
689 of horizontal stirring: Lagrangian perspectives on iron delivery downstream of the
690 Kerguelen plateau, *Biogeosciences*, *12*(19), 5567–5581.
- 691 d’Ovidio, F., S. De Monte, S. Alvain, Y. Dandonneau, and M. Lévy (2010), Fluid
692 dynamical niches of phytoplankton types, *Proceedings of the National Academy of*
693 *Sciences*, *107*(43), 18,366–18,370.
- 694 Espinasse, B., S. Basedow, S. Schultes, M. Zhou, L. Berline, and F. Carlotti (2018),
695 Conditions for assessing zooplankton abundance with LOPC in coastal waters,
696 *Prog. Oceanogr.*, *163*, 260–270.
- 697 Fiekas, V., H. Leach, K. Mirbach, and J. Woods (1994), Mesoscale instability
698 and upwelling. Part 1: Observations at the North Atlantic intergyre front,
699 *J. Phys. Oceanogr.*, *24*(8), 1750–1758.
- 700 Fielding, S., N. Crisp, J. Allen, M. Hartman, B. Rabe, and H. Roe (2001),
701 Mesoscale subduction at the Almeria–Oran front: part 2. Biophysical interactions,
702 *J. Mar. Sys.*, *30*(3-4), 287–304.
- 703 Forcada, J., G. N. Di Sciara, and F. Fabbri (1995), Abundance of fin whales and
704 striped dolphins summering in the Corso-Ligurian Basin, *Mammalia*, *59*(1), 127–
705 140.
- 706 Giordani, H., L. Prieur, and G. Caniaux (2006), Advanced insights into sources of
707 vertical velocity in the ocean, *Ocean Dynam.*, *56*(5-6), 513–524.
- 708 Goffart, A., J.-H. Hecq, and L. Prieur (1995), Contrôle du phytoplancton du bassin
709 Ligure par le front liguro-provençal (secteur Corse), *Oceanologica Acta*, *18*, 329–
710 342.

- 711 Gordon, J., J. Matthews, S. Panigada, A. Gannier, J. Borsani, and G. N. Di Sciara
712 (2000), Distribution and relative abundance of striped dolphins, and distribution
713 of sperm whales in the Ligurian Sea cetacean sanctuary: results from a collabo-
714 ration using acoustic monitoring techniques, *Journal of Cetacean Research and*
715 *Management*, *2*(1), 27–36.
- 716 Goutx, M., C. Guigue, J. Ghiglione, M. Pujon-Pay, V. Raybaud, M. Duflos, L. Prieur,
717 et al. (2009), Short term summer to autumn variability of dissolved lipid classes in
718 the Ligurian sea (NW Mediterranean), *Biogeosciences*, *6*(7), 1229–1246.
- 719 Guidi, L., G. A. Jackson, L. Stemann, J. C. Miquel, M. Picheral, and G. Gorsky
720 (2008), Relationship between particle size distribution and flux in the mesopelagic
721 zone, *Deep-Sea Res. I*, *55*(10), 1364–1374.
- 722 Guidi, L., P. H. Calil, S. Duhamel, K. M. Björkman, S. C. Doney, G. A. Jackson,
723 B. Li, M. J. Church, S. Tozzi, Z. S. Kolber, et al. (2012), Does eddy-eddy in-
724 teraction control surface phytoplankton distribution and carbon export in the
725 North Pacific Subtropical Gyre?, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*,
726 *117*(G2).
- 727 Herman, A., and M. Harvey (2006), Application of normalized biomass size spectra
728 to laser optical plankton counter net intercomparisons of zooplankton distribu-
729 tions, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *111*(C5).
- 730 Herman, A., B. Beanlands, and E. Phillips (2004), The next generation of optical
731 plankton counter: the laser-OPC, *Journal of Plankton Research*, *26*(10), 1135–
732 1145.
- 733 Hernández-Carrasco, I., A. Orfila, V. Rossi, and V. Garçon (2018), Effect of small
734 scale transport processes on phytoplankton distribution in coastal seas, *Scientific*
735 *reports*, *8*(1), 8613.
- 736 Hoskins, B., I. Draghici, and H. Davies (1978), A new look at the ω -equation, *Quar-*
737 *terly Journal of the Royal Meteorological Society*, *104*(439), 31–38.
- 738 Klein, P., and G. Lapeyre (2009), The oceanic vertical pump induced by mesoscale
739 and submesoscale turbulence, *Annual review of marine science*, *1*, 351–375.
- 740 Le Bot, P., C. Kermabon, P. Lherminier, and F. Gaillard (2011), CASCADE V6. 1:
741 Logiciel de validation et de visualisation des mesures ADCP de coque.
- 742 Le Traon, P.-Y. (1990), A method for optimal analysis of fields with spatially vari-
743 able mean, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *95*(C8), 13,543–13,547.

- 744 Lévy, M., D. Iovino, L. Resplandy, P. Klein, G. Madec, A.-M. Tréguier, S. Mas-
745 son, and K. Takahashi (2012), Large-scale impacts of submesoscale dynamics on
746 phytoplankton: Local and remote effects, *Ocean Modelling*, *43*, 77–93.
- 747 Mahadevan, A. (2016), The impact of submesoscale physics on primary productivity
748 of plankton, *Annual review of marine science*, *8*, 161–184.
- 749 Mahadevan, A., and A. Tandon (2006), An analysis of mechanisms for submesoscale
750 vertical motion at ocean fronts, *Ocean Modelling*, *14*(3), 241–256.
- 751 Marrec, P., G. Grégori, A. M. Doglioli, M. Dugenne, A. Della Penna, N. Bhairy,
752 T. Cariou, S. H. Nunige, S. Lahbib, G. Rougier, et al. (2018), Coupling physics
753 and biogeochemistry thanks to high-resolution observations of the phytoplank-
754 ton community structure in the northwestern Mediterranean Sea, *Biogeosciences*,
755 *15*(5), 1579.
- 756 Marsh, R. (1995), Observations of the upper ocean response to storm forcing in the
757 South Atlantic Roaring Forties, in *Annales Geophysicae*, vol. 13, pp. 1027–1038,
758 Springer.
- 759 Martin, A. P., K. J. Richards, and M. J. Fasham (2001), Phytoplankton produc-
760 tion and community structure in an unstable frontal region, *Journal of Marine*
761 *Systems*, *28*(1), 65–89.
- 762 Marty, J.-C., N. Garcia, and P. Raimbault (2008), Phytoplankton dynamics and
763 primary production under late summer conditions in the NW Mediterranean Sea,
764 *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, *55*(9), 1131–1149.
- 765 McDougall, T., D. Jackett, F. Millero, R. Pawlowicz, and P. Barker (2012), A global
766 algorithm for estimating absolute salinity, *Ocean Sci.*, *8*(6), 1123–1134.
- 767 McGillicuddy, D. J. (2016), Mechanisms of physical-biological-biogeochemical inter-
768 action at the oceanic mesoscale.
- 769 Meloni, M., J. Bouffard, A. Doglioli, A. Petrenko, and G. Valladeau (in revision),
770 Toward new validation concept for coastal altimetry: application to the Ligurian
771 Sea, *Remote Sensing of Environment*.
- 772 Millot, C. (1999), Circulation in the western Mediterranean Sea, *Journal of Marine*
773 *Systems*, *20*(1-4), 423–442.
- 774 Millot, C., and I. Taupier-Letage (2005), Circulation in the Mediterranean sea, in
775 *The Mediterranean Sea*, pp. 29–66, Springer.

- 776 Niiler, P. P. (1969), On the Ekman divergence in an oceanic jet, *J. Geophys. Res.*,
777 *74*(28), 7048–7052.
- 778 Notarbartolo-di Sciara, G., T. Agardy, D. Hyrenbach, T. Scovazzi, and P. Van Klav-
779 eren (2008), The Pelagos sanctuary for Mediterranean marine mammals, *Aquatic*
780 *Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, *18*(4), 367–391.
- 781 Omand, M. M., E. A. DAsaro, C. M. Lee, M. J. Perry, N. Briggs, I. Cetinić, and
782 A. Mahadevan (2015), Eddy-driven subduction exports particulate organic carbon
783 from the spring bloom, *Science*, *348*(6231), 222–225.
- 784 Pascual, A., S. Ruiz, A. Olita, C. Troupin, M. Claret, B. Casas, B. Murre, P.-M.
785 Poulain, A. Tovar-Sanchez, A. Capet, et al. (2017), A multiplatform experiment to
786 unravel meso-and submesoscale processes in an intense front (alborex), *Frontiers*
787 *in Marine Science*, *4*, 39.
- 788 Perruche, C., P. Rivière, G. Lapeyre, X. Carton, and P. Pondaven (2011), Effects of
789 surface quasi-geostrophic turbulence on phytoplankton competition and coexis-
790 tence, *Journal of marine research*, *69*(1), 105–135.
- 791 Petrenko, A. A., A. M. Doglioli, F. Nencioli, M. Kersalé, Z. Hu, and F. dOvidio
792 (2017), A review of the LATEX project: mesoscale to submesoscale processes in a
793 coastal environment, *Ocean Dynamics*, *67*(3-4), 513–533.
- 794 Pietri, A., P. Testor, V. Echevin, A. Chaigneau, L. Mortier, G. Eldin, and C. Grados
795 (2013), Finescale vertical structure of the upwelling system off southern Peru as
796 observed from glider data, *J. Phys. Oceanogr.*, *43*(3), 631–646.
- 797 Pinot, J.-M., J. Tintoré, and D.-P. Wang (1996), A study of the omega equation for
798 diagnosing vertical motions at ocean fronts, *J. Mar. Res.*, *54*(2), 239–259.
- 799 Pollard, R., and L. Regier (1990), Large variations in potential vorticity at small
800 spatial scales in the upper ocean, *Nature*, *348*(6298), 227.
- 801 Rousselet, L., A. De Verneil, A. M. Doglioli, A. A. Petrenko, S. Duhamel, C. Maes,
802 and B. Blanke (2018), Large-to submesoscale surface circulation and its implica-
803 tions on biogeochemical/biological horizontal distributions during the OUTPACE
804 cruise (southwest Pacific), *Biogeosciences*, *15*(8), 2411.
- 805 Rudnick, D. L. (1996), Intensive surveys of the Azores Front: 2. Inferring the
806 geostrophic and vertical velocity fields, *J. Geophys. Res-O.*, *101*(C7), 16,291–
807 16,303.

- 808 Simoncelli, S., C. Fratianni, N. Pinardi, A. Grandi, M. Drudi, P. Oddo, and
809 S. Dobricic (2014), Mediterranean Sea physical reanalysis (MEDREA 1987-
810 2015)(Version 1), *EU Copernicus Marine Service Information*. DOI: https://doi.org/10.25423/medsea_reanalysis_phys_006_004.
811
- 812 Stern, M. E. (1965), Interaction of a uniform wind stress with a geostrophic vortex,
813 in *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, vol. 12, pp. 355–367, Elsevier.
- 814 Strass, V. H. (1994), Mesoscale instability and upwelling. Part 2: Testing the
815 diagnostics of vertical motion with a three-dimensional ocean front model,
816 *J. Phys. Oceanogr.*, *24*(8), 1759–1767.
- 817 Thomas, L. N., C. M. Lee, and Y. Yoshikawa (2010), The subpolar front of the
818 Japan/East Sea. Part II: Inverse method for determining the frontal vertical circu-
819 lation, *J. Phys. Oceanogr.*, *40*(1), 3–25.
- 820 Thyssen, M., G. J. Grégori, J.-M. Grisoni, M. L. Pedrotti, L. Mousseau, L. F. Ar-
821 tigas, S. Marro, N. Garcia, O. Passafiume, and M. J. Denis (2014), Onset of the
822 spring bloom in the northwestern Mediterranean Sea: influence of environmental
823 pulse events on the in situ hourly-scale dynamics of the phytoplankton community
824 structure, *Frontiers in microbiology*, *5*, 387.
- 825 Tintoré, J., D. Gomis, S. Alonso, and G. Parrilla (1991), Mesoscale dynamics and
826 vertical motion in the Alboran Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, *21*(6), 811–823.
- 827 Williams, R. G., and M. J. Follows (1998), The Ekman transfer of nutrients and
828 maintenance of new production over the North Atlantic, *Deep Sea Research Part*
829 *I: Oceanographic Research Papers*, *45*(2), 461–489.

Liste des acronymes

- 2-D** 2-Dimensions. 29, 41, 45, 64, 87, 116, 139
- 3-D** 3-Dimensions. viii, 14, 22, 45, 46, 115, 116, 122, 123, 126–128, 130, 132, 139, 140, 149, 153, 155, 157, XVII
- AAIW** Eau Antarctique Intermédiaire –ou *Antarctic Intermediate Water*–. 85, 90
- AVISO** *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic* 3. 13, 31, 39, 62, 63, 65, 66, 68, 86, 89, 92–95, 124, 134
- Chl *a*** chlorophylle *a*. 6–8, 24, 25, 27, 29, 34, 35, 44, 49, 58, 61, 64–66, 73–76, 82, 102–107, 117–120, 123, 124, 135, 150, 152, 153, 155, 156, XVII
- CLS** -Collecte Localisation Satellites-. 31, 32, 34, 35, 62, 65, 66, 68, 74, 75, 103, 117, 119, 151
- CNES** Centre National d'Études Spatiales. 31, 32, 34, 35, 44, 103
- CSCC** Contre Courant de le mer de Corail –ou *Coral Sea CounterCurrent*–. 101
- CTD** *Conductivity - Temperature - Depth*. 27, 28, 72, 82, 89–94, 103, 108, 133, 136, 151, XVI
- CTD-O₂** *Conductivity - Temperature - Depth - Oxygen*. 22
- DCM** maximum de chlorophylle profond –ou *Deep Chlorophyll Maximum*–. 102, 103, 133
- DIP** Phosphate Inorganique Dissous –ou *Dissolved Inorganic Phosphate*–. 25, 118
- DT** *Delayed-Time*. 29, 34, 65, 66
- EAC** Courant Est Australien –ou *East Australian Current*–. 2, 22, 60, 67, 83
- ECC** Courant Est Corse –ou *Eastern Corsica Current*–. 14, 123, 134, 138
- ECO3M** *ECOLOGical Mechanistic and Modular Modeling*. 153
- EKE** Énergie cinétique tourbillonnaire –ou *Eddy Kinetic Energy*–. 2
- ENSO** Oscillation Australe El Niño –ou *El Niño Southern Oscillation*–. 66, 68
- FSLE** Exposants de Lyapunov en espace fini –ou *Finite Size Lyapunov exponents*–. 14, 42–44, 49, 58, 64–66, 73–77, 82, 103–107, 116–120, 138, 149, 151, 153, 155, 156, XVI, XVII
- FTLE** Exposants de Lyapunov en temps fini –ou *Finite Time Lyapunov exponents*–. 42
- FUMSECK** *Facilities for Updating the Meditterreanean Submesocale - Ecosystem Coupling Knowledge*. 157
- GPC** Courant du Golfe de Papouasie –ou *Gulf of Papua Current*–. 22, 83
- GPS** *Global Positioning System*. 24
- HNA** *High Nucleic Acid*. 25, 118–120
- IFREMER** Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER. 23, 153
- IRD** Institut de Recherche pour le Développement. 22

- JGOFS** *Joint Global Ocean Fluxes Study*. 59
- LAVD** *Lagrangian Averaged Vorticity Deviation*. 38, 40–42, 69, 70, 72, XVI
- LCS** Structures cohérentes Lagrangiennes –ou *Lagrangian Coherent Structures*–. 42, 43, XVI
- LD** stations longues durées –ou *Long-Duration*–. 23, 24, 31, 33, 35, 42, 60, 62–64, 69–71, 150, XVI
- LNA** *Low Nucleic Acid*. 25, 118–120
- LOPC** *Laser Optical Plankton Counter*. 27, 124, 128, 134, 151
- MARBLESS** *Marine Biodegradable particle Settling Study*. 157
- MARS3D** *3D hydrodynamic Model for Applications at Regional Scale*. 153
- MBT** *Mechanical Bathythermograph*. 28
- MIO** Institut Méditerranéen d’Océanologie. 150
- MLD** profondeur de la couche mélangée –ou *Mixed Layer Depth*–. 104
- MSFFF I** *Multi Sensor Free Fall Fish type I*. 27
- MVP** *Moving Vessel Profiler*. 27, 46, 82, 103, 104, 116, 123–126, 128–132, 139–141, 150, 154, XVII
- NC** Courant Nord –ou *Northern Current*–. 14, 123, 124, 134, 138, 142
- NCJ** Jet Nord Calédonien –ou *North Caledonian Jet*–. 13, 22, 58, 71–73, 77, 82–87, 91, 92, 94–96, 99–101, 108, 148, 152, XVII
- NEMO-OPA** *Nucleus for European Modelling of the Ocean-Ocean Parallelise*. 28, 29, 137, 141, XVII
- NLOM** Modèle Océanique en Couches du Laboratoire de Recherche de la Navy. 88, 100
- N.O.** Navire Océanographique. 22–25, 28, 154
- NRT** *Near-Real-Time*. 29, 34, 65, 66, 154
- NVJ** Jet Nord Vanuatu –ou *North Vanuatu Jet*–. 13, 58, 73, 77, 82–87, 91, 92, 94–96, 99–101, 108, 109, 148, 152, XVII
- OGCM** *Ocean General Circulation Model*. 28
- OSCAHR** *Observing Submesoscale Coupling At High Resolution*. 14, 25, 26, 28, 29, 34, 45, 46, 116, 121–124, 131–133, 135–138, 148–151, 153, 155, 157, XVII
- OUTPACE** *Oligotrophy to UlTra-oligotrophy PACific Experiment*. 12–14, 23, 24, 31, 32, 34–37, 41, 57–61, 64, 67, 69, 70, 72, 74, 76, 82, 102–104, 116, 117, 138, 148, 150, 153, 155, XVI, XVII
- OW** Okubo-Weiss. 38–41, 49, 70
- PASTIS_HVR** avancé de pompage pour examiner l’eau de mer –ou *Pumping Advanced System To Investigate Seawater with High Vertical Resolution*–. 133, 151
- PCC** Courant Pérou/Chili –ou *Peru/Chile Current*–. 60
- PEW** Eau Pacifique Equatorial –ou *Pacific Equatorial Water*–. 84, 90, 91, 96, 99, 100
- PPE** PicoPhytoEucaryotes. 25, 118–120
- S-ADCP** *Shipboard - Accoustic Doppler Current Profiler*. 22, 26, 46, 89, 92–95, 101, 102, 123–125, 140, 141, 154, 156, XVII
- SD** stations courtes durées –ou *Short-Duration*–. 23, 24, 35, 67–70, 150
- SEC** Courant Sud-Équatorial –ou *South Equatorial Current*–. 12, 13, 60, 66, 67, 83, 85, 107
- SECC** Contre-Courant Équatorial Sud –ou *South Equatorial CounterCurrent*–. 66, 68
- SHOM** Service Hydrographique et Océanographique de la Marine. 27
- SLA** anomalie de hauteur de mer –ou *Sea Level Anomaly*–. 29–31

- S-O₂** Salinité-Oxygène. 90, 91, XVI
- SOI** Indice d'Oscillation Australe –ou *Southern Oscillation Index*–. 68, 69
- SPASSO** *Software Package for A Satellite-based Strategy for Oceanographic cruises*. 24, 154
- SPICE** « *SouthWest Pacific Oceanic Circulation and Climate Experiment* ». 22
- SPTWN** Eau Nord du Pacifique Tropical Sud –ou *South Pacific Tropical Water North*–. 84, 89, 96, 99
- SPTWS** Eau Sud du Pacifique Tropical Sud –ou *South Pacific Tropical Water South*–. 84, 89, 100
- SSH** hauteur de surface de l'eau –ou *Sea Surface Height*–. 29, 39, 87
- SSS** salinité de surface –ou *Sea Surface Salinity*–. 7, 23, 24, 26, 29, 44, 76
- SST** température de surface –ou *Sea Surface Temperature*–. 6, 7, 23, 24, 26, 29, 32, 34, 44, 48, 49, 68, 73–76, 124, 135, 140, 141, 153, 154, XVII
- STCC** Contre-Courant Tropical Sud –ou *South Tropical CounterCurrent*–. 66, 73
- SVP** *Surface Velocity Program*. 24, 26, 85
- SWOT** *Surface Water and Ocean Topography*. 154, 155, XVII
- T-O₂** Température-Oxygène. 90, 91, XVI
- T-S** Température-Salinité. 46, 89, 90, 136, 149, XVI, XVII
- TSG** thermosalinomètre –ou *ThermoSalinoGraph*–. 23–27, 64, 65, 74, 75, 123–125, 141, 150, 154, XVI
- TSW** Eau Tropicale de Surface –ou *Tropical Surface Water*–. 84
- WCC** Courant Ouest Corse –ou *Western Corsica Current*–. 14, 123, 134, 138
- WSPCW** Eau Ouest du Pacifique Central Sud –ou *Western South Pacific Central Water*–. 84, 85, 90, 91, 99, 100
- WTSP** Pacifique Tropical Sud-Ouest –ou *Western Tropical South Pacific*–. 58–61, 66–73, 76, 77, 82, 83, 96, 108, 109, 117, 148, 152, 153, XVI
- XBT** *eXpendable BathyThermograph*. 28

Liste des figures

1.1	Moyenne quadratique d'élévation de surface et énergie cinétique tourbillonnaire à l'échelle du globe	3
1.2	Les échelles des processus physiques et biologiques dans l'océan	3
1.3	Distribution des tourbillons dans l'océan global [CHELTON et al., 2007]	4
1.4	SST et Chl <i>a</i> du Gulf Stream révélant la variabilité fine échelle	7
1.5	Circulation et variabilité du Pacifique Sud-Ouest	12
1.6	Circulation et variabilité en mer de Corail	13
1.7	Circulation générale en mer Ligure	14
2.1	Bathymétrie et campagnes du Pacifique Sud-Ouest	23
2.2	Bathymétrie et campagne <i>OSCAHR</i>	26
2.3	Schéma de fonctionnement MVP <i>OSCAHR</i>	28
2.4	La mesure altimétrique	30
2.5	Des données satellites «alongtrack» aux champs 2-D	30
2.6	Comparaison des différents courants satellites	33
2.7	Carte moyennée ou quasi-Lagrangienne	35
2.8	Échantillonnage Eulérien vs Lagrangien	36
2.9	Méthode LAVD	41
2.10	LAVD <i>vs.</i> paramètre de rétention	42
2.11	Schéma LCS attractives ou répulsives	43
2.12	Exemple de FSLE	44
2.13	Tourbillon idéal pour tester la méthodologie d'estimation des vitesses verticales	47
2.14	Vitesses verticales d'un cyclone idéal	48
2.15	Schéma de fonctionnement de SPASSO	50
3.1	La dynamique moyenne du WTSP	60
3.2	Statistiques expériences Ariane sur 10 ans	63
3.3	Transport total de surface dans le WTSP	67
3.5	Transport de chaque section du WTSP	69
3.6	Structures cohérentes (LAVD) pendant <i>OUTPACE</i>	71
3.7	Fonctions de courant autour des stations LD	72
3.9	Différence entre les données satellites et celles du TSG	75
4.1	Carte introductive de la mer de Corail et des principaux jeux de données <i>Bifurcation</i>	88
4.2	Profils verticaux de salinité et température (<i>Bifurcation</i>)	92
4.3	Diagramme T-S pendant <i>Bifurcation</i>	93
4.4	Diagrammes S-O ₂ et T-O ₂ des CTD de <i>Bifurcation</i>	95
4.5	Comparaison des diagrammes S-O ₂ et T-O ₂ des CTD et du flotteur Argo	96
4.6	Section verticale de la composante zonale des vitesses horizontales du tourbillon A	97
4.7	Vorticité relative du tourbillon A (<i>Bifurcation</i>)	98
4.8	Histoire du tourbillon A grâce à l'altimétrie	99
4.9	Connexions entre la section Ariane_SLI et les sections de la mer de Corail	101
4.10	Fonction de courant entre la section Ariane_NVJ et Ariane_SLI	102
4.11	Portions de trajectoire qui suivent un tourbillon	103

4.12	Proportion des anticyclones participant à la connexion NVJ-NCJ	104
4.13	Transport de masse à partir des données S-ADCP	107
4.14	Bloom échantillonné à LDB (<i>OUTPACE</i> , DE VERNEIL et al. [2017])	109
4.15	Origine et devenir du bloom par advection de particules numériques (<i>OUTPACE</i> , DE VERNEIL et al. [2017])	111
4.16	Statistiques et concentration en Chl <i>a</i> des particules numériques (<i>OUTPACE</i> , DE VERNEIL et al. [2017])	112
5.1	Concentration en Chl <i>a</i> de surface à la station LDB (<i>OUTPACE</i>)	124
5.2	Paramètres biogéochimiques et abondances phytoplanctoniques à la station LDB (<i>OUTPACE</i>)	124
5.3	Concentration en Chl <i>a</i> de surface à la station LDA (<i>OUTPACE</i>)	125
5.4	Paramètres biogéochimiques et abondances phytoplanctoniques à la station LDA (<i>OUTPACE</i>)	126
5.5	Bathymétrie de la mer Ligure	129
5.6	SST, Chl <i>a</i> et courants de surface pendant <i>OSCAHR</i>	131
5.7	Sections verticales de salinité, température, masse volumique et courants horizontaux du MVP (<i>OSCAHR</i>)	131
5.8	Champ de masse volumique reconstruit en 3-D	133
5.9	Sections horizontales de masse volumique et vitesses verticales	134
5.10	Sections verticales des anomalies de température et salinité (section AB)	135
5.11	Abondances de particules reconstruites en 3-D	136
5.13	Abondances 3-D des <i>Synechococcus</i> et des <i>Prochlorococcus</i>	140
5.14	Moyennes mensuelles de SST _{sat} et Chl <i>a</i> _{sat} en mer Ligure entre 2012 et 2017.	142
5.15	Diagramme T-S des profils <i>OSCAHR</i> et <i>DYFAMED</i>	143
5.16	Salinité moyenne en automne en mer Ligure à partir du modèle NEMO-OPA entre 1991 et 2016	144
5.17	Champs reconstruits <i>vs.</i> champs <i>in situ</i>	147
5.18	Sections verticales <i>in situ vs.</i> modèle	148
6.1	Schéma de fonctionnement du satellite SWOT	163
6.2	Premières analyses du front échantillonné pendant <i>PREBIOSWOT</i>	164
6.3	Mesures de cytométrie en flux pendant <i>PREBIOSWOT</i>	164

Liste des tableaux

2.1	Comparaison modèle NEMO-OPA <i>vs</i> données <i>in situ</i> <i>OSCAHR</i> et <i>DYFAMED</i>	29
3.1	Statistiques des expériences Ariane	64
3.2	Tests de sensibilité sur la résolution et sur la valeur FSLE	65
3.3	Tests de sensibilité sur le gradient de densité et de Chl <i>a</i>	66
4.1	Caractéristiques des tourbillons identifiés pendant <i>Bifurcation</i>	90