Aix*Marseille université
Socialement engagée

NNT : 2023AIXM0408

THÈSE DE DOCTORAT

Soutenue à Aix-Marseille Université
le 27 novembre 2023 par

Caroline COMBY

Vitesses verticales et dynamique de fine échelle

Discipline
Sciences de l'Environnement

Spécialité
Océanographie

École doctorale
ED 251
SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

Laboratoire/Partenaires de recherche
Institut Méditerranéen d'Océanologie

Composition du jury

Rosemary MORROW Professeur, HDR, LEGOS	Rapporteure
Bruno BLANKE Directeur de recherche, HDR, LOPS	Rapporteur
Francesco D'OVIDIO Directeur de recherche, HDR, LOCEAN-IPSL	Examinateur
Frédéric CYR Chargé de recherche, DFO-NAFC (Canada)	Examinateur
Xavier CAPET Directeur de recherche, HDR, LOCEAN-IPSL	Examinateur
Anne MOLCARD Professeur, HDR, MIO, UTLN	Présidente du jury
Stéphanie BARRILLON Chargée de recherche, HDR, MIO	Directrice de thèse
Anne PETRENKO Maitre de conférence, HDR, MIO	Co-directrice de thèse

mio Institut Méditerranéen d'Océanologie

cnrs

Affidavit

Je soussignée, Caroline Comby, déclare par la présente que le travail présenté dans ce manuscrit est mon propre travail, réalisé sous la direction scientifique de Stéphanie Barrillon et Anne Petrenko, dans le respect des principes d'honnêteté, d'intégrité et de responsabilité inhérents à la mission de recherche. Les travaux de recherche et la rédaction de ce manuscrit ont été réalisés dans le respect à la fois de la charte nationale de déontologie des métiers de la recherche et de la charte d'Aix-Marseille Université relative à la lutte contre le plagiat.

Ce travail n'a pas été précédemment soumis en France ou à l'étranger dans une version identique ou similaire à un organisme examinateur.

Fait à Marseille le 22 septembre 2023



Cette œuvre est mise à disposition selon les termes de la Licence Creative Commons Attribution - Pas d'Utilisation Commerciale - Pas de Modification 4.0 International.

Liste de publications et participation aux conférences

Liste des publications et brevets réalisés dans le cadre du projet de thèse :

1. Comby, C., Barrillon, S., Fuda J.-L., Doglioli, A. M., Tzortzis, R., Grégori, G., Thyssen, M., and Petrenko, A. A. **Measuring Vertical Velocities with ADCPs in Low-Energy Ocean.** *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 39(11), 1669–1684. https://doi.org/10.1175/JTECH-D-21-0180.1, 2022.
2. Barrillon, S., Fuchs, R., Petrenko, A. A., Comby, C., Bosse, A., Yohia, C., Fuda, J.-L., Bhairy, N., Cyr, F., Doglioli, A. M., Grégori, G., Tzortzis, R., d'Ovidio, F., and Thyssen, M. **Phytoplankton reaction to an intense storm in the north-western Mediterranean Sea**, *Biogeosciences*, 20, 141–161, https://doi.org/10.5194/bg-20-141-2023, 2023.
3. Fuda, J.-L., Barrillon, S., Comby, C., Doglioli, A. M., Le Gal, P., and Petrenko, A. A. **Estimating ocean vertical velocities using an autonomous multipurpose profiler**, *IEEE MetroSea*, https://doi.org/10.1109/MetroSea58055.2023.10317407, 2023.
4. Comby, C., Petrenko, A. A., Estournel, C., Marsaleix, P., Ulses, C., Doglioli, A. M., Bosse, A., and Barrillon, S. **Near Inertial Oscillations and Vertical Velocities Modulating Phytoplankton After a Storm in the Mediterranean Sea**, *Journal of Water Resources and Ocean Science*, 12(2), 31–37, https://doi.org/10.11648/j.wros.20231202.12, 2023.

Participation aux conférences et écoles d'été au cours de la période de thèse :

1. Comby, C., Petrenko, A., Estournel, C., Marsaleix, P., Fuda, J.-L., Doglioli, A., Tzortzis, R., Grégori, G., Thyssen, M., Bosse, A., and Barrillon, S. : Vertical velocities in the northwestern Mediterranean Sea : combining in situ and modeling approach, *EGU General Assembly 2022*, hybrid, 23–27 May 2022, EGU22-3920, https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-3920, 2022.
2. Comby, C., Barrillon, S., Fuda, J.-L., Doglioli, A., Tzortzis, R., Gregori, G., Thyssen, M., and Petrenko, A. : New insights for direct in situ measurement of oceanic vertical velocities in fine-scale studies, *Ocean Sciences Meeting 2022*, online, 27 Feb – 4 Mar 2022, https://osm2022.secure-platform.com/a/gallery/rounds/3/details/2273, 2022.
3. Comby, C., Barrillon, S., Fuda, J.-L., Doglioli, A., Tzortzis, R., Gregori, G., Thyssen, M., and Petrenko, A. : New insights for direct in situ measurement of oceanic vertical velocities in fine-scale studies, *EGU General Assembly 2021*, online, 19–30 Apr 2021, EGU21-4632, https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-4632, 2021.
4. Comby, C., Barrillon, S., Fuda, J.-L., Doglioli, A., Tzortzis, R., Gregori, G., Thyssen, M., and Petrenko, A. : Nouvelles perspectives pour la mesure directe in situ des vitesses verticales océaniques dans les études à fine échelle, *28ème Congrès des doctorants* (ED 251), online, 14–15 Apr 2021.
5. Barrillon, S., Fuchs, R., Petrenko, A., Comby, C., Bosse, A., Yohia, C., Fuda, J.-L., Bhairy, N., Cyr, F., Doglioli, A., Grégori, G., Tzortzis, R., d'Ovidio, F., and Thyssen, M. : Phytoplankton reaction to an intense storm in the north-western Mediterranean Sea, *ASLO conference 2023*, abstract 4702, poster205, https://aslo.secure-platform.com/2023/gallery/rounds/13/details/6088, 2023.
6. Barrillon, S., Comby, C., Fuda, J.-L., Petrenko, A., Thyssen, M., Grégori, G., Bosse, A., Tzortzis, R., Bhairy, N., Cyr, F., Bataille, H., d'Ovidio, F., and Doglioli, A. : Study of fine-scale dynamics and their coupling with biogeochemistry - FUMSECK cruise, *EGU General Assembly 2021*, online, 19–30 Apr 2021, EGU21-7199, https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-7199, 2021.
7. Fuda, J.-L., Barrillon, S., Doglioli, A., Petrenko, A., Gregori, G., Tzortzis, R., Comby, C., Thyssen, M., Lafont, M., Bhairy, N., Malengros, D., Guillemain, D., and Grenz, C. : A new approch for measuring ocean vertical velocities, *EGU General Assem-*

bly 2021, online, 19–30 Apr 2021, EGU21-9371, https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-9371, 2021.

8. Tzortzis, R., Doglioli, A. M., Barrillon, S., Petrenko, A. A., d'Ovidio, F., Izard, L., Thyssen, M., Bhairy, N., Pascual, A., Barceló-Llull, B., Cyr, F., Tedetti, M., Garreau, P., Dumas, F., Bordois, L., Comby, C., Rousselet, L., and Gregori, G. : Recent progress in the study of fine-scale physical-biological coupling in the Mediterranean Sea., *EGU General Assembly 2021*, online, 19–30 Apr 2021, EGU21-7133, https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-7133, 2021.

Participation aux campagnes océanographiques :

1. Campagne BIOSWOT-Med, du 20 avril au 15 mai 2023, en mer Méditerranée au Nord des îles Baléares (Espagne), à bord du N/O *L'Atalante* (PIs : A. Doglioli, G. Grégori, F. d'Ovidio).
2. Campagne PROTEVS-Gascogne, du 10 au 25 septembre 2022, dans le Golfe de Gascogne (France), à bord du N/O *L'Atalante* (PIs : L. Bordois, F. Dumas).
3. Campagne RESILIENCE, du 19 avril au 24 mai 2022, dans l'Océan Indien (Canal du Mozambique et côte Est Sud-Africaine), à bord du N/O *Marion Dufresne* (PIs : J.-F. Ternon, M. Noyon, P. Penven, S. Herbette).
4. Série de campagnes VVP-Test/JULIO, 3 - 7 jours par an (2020-2023), (PIs : J.-L. Fuda, A. Petrenko).

Résumé

Les fines échelles océaniques (de 0.1 à 100 km, durée de vie de quelques jours à quelques semaines), caractérisées par des structures de type tourbillons, fronts ou filaments, sont génératrices de vitesses verticales et jouent un rôle clé dans l'équilibre global des océans en impactant les échanges verticaux fortement corrélés au changement climatique (sels nutritifs, carbone, micro-organismes marins). Ces structures sont naturellement présentes dans l'océan mais leur évolution rapide rend l'échantillonnage in situ particulièrement difficile. Ainsi, les vitesses verticales, d'un à deux ordres de grandeur plus petites que les vitesses horizontales, ont longtemps été simplement paramétrées ou négligées car considérées comme non mesurables. Les objectifs de cette thèse sont de relever ce défi par l'élaboration de techniques innovantes et performantes pour la mesure in situ des vitesses verticales, ainsi que de comprendre leur l'influence dans les fines échelles.

Le premier axe de cette thèse est le développement de deux nouvelles méthodologies permettant la mesure in situ des vitesses verticales avec une précision adaptée à l'ordre de grandeur cible (quelques 10^{-3} m s^{-1}). Cet axe a abouti au *free fall* ADCP et au *Vertical Velocity Profiler*, prenant appui sur des tests en environnement semi-contrôlé et en mer, ainsi que sur trois campagnes océanographiques : FUMSECK (2019), PROTEVS-Gascogne (2022), et BIOSWOT-Med (2023).

Le second axe correspond à l'approfondissement de méthodologies couramment rencontrées dans l'étude des vitesses verticales océaniques, par l'analyse de données d'ADCP, d'un modèle numérique de circulation océanique (SYMPHONIE), mais également par la résolution de l'équation-ω. Ces approches ont été appliquées dans le cadre du projet FUMSECK, permettant d'analyser l'influence des mouvements verticaux sur la dynamique phytoplanctonique.

Mots clés : vitesses verticales, fine échelle, in situ, développement instrumental

Abstract

Oceanic fine scales (from 0.1 to 100 km, from a few days to few weeks), characterized by structures such as eddies, fronts or filaments, generate vertical velocities and play a key role in the global balance of the oceans by impacting vertical exchanges that are strongly correlated with climate change (nutrients, carbon, marine micro-organisms). These structures are naturally present in the ocean, but their rapid evolution makes in situ sampling particularly difficult. Vertical velocities, which are one to two orders of magnitude smaller than horizontal ones, have long been simply parameterized or neglected as unmeasurable. The aims of this thesis are to overcome this challenge by developing new innovative and high-performance techniques for the in situ measurement of vertical velocities, and to understand their consequences in fine scales.
The first major component of this thesis is the development of two new methodologies enabling in situ measurement of the vertical velocities with a precision adapted to their target order of magnitude (a few 10^{-3} m s^{-1}). The Free Fall ADCP and the Vertical Velocity Profiler were achieved, based on tests in semi-controlled environments and at sea, and on three oceanographic cruises: FUMSECK (2019), PROTEVS-Gascogne (2022), and BIOSWOT-Med (2023).
The second component involves the use of methodologies more commonly encountered in the study of oceanic vertical velocities, through the analysis of ADCP data, of a numerical ocean circulation model (SYMPHONIE), but also through the resolution of the ω-equation. These approaches are applied based on the FUMSECK cruise data, enabling us to analyze the influence of vertical movements on phytoplankton dynamics.

Keywords: vertical velocities, fine scale dynamics, in situ, instrumental development

Remerciements

Je remercie chaleureusement mes directrices de thèse, Stéphanie et Anne, qui ont rendu tout ce travail possible. Vos conseils, vos encouragements, et votre écoute, m'ont permis de développer mes compétences scientifiques et de gagner en confiance. Merci de m'avoir accompagnée durant ces six dernières, longues et belles années.
Je tiens également à remercier chaleureusement Jean-Luc, qui a été présent à chaque étape de ce travail immense. Merci pour ta grande disponibilité, tes nombreux conseils, ainsi que ta bienveillance.

Je remercie les membres du jury qui ont accepté d'évaluer mes travaux ainsi que toutes les personnes qui ont contribué à un moment ou un autre à sa réalisation.

Je tiens bien évidemment à remercier tous les amis qui m'ont accompagnée et soutenue durant cette thèse. Un grand merci à Olivia et Diva, vous qui me soutenez et m'encouragez depuis une petite éternité ! À Lucille, binôme de toujours et colocataire de bureau ! Ton soutien quotidien et le partage de chacun de nos moments de thèse, des galères aux succès, du stress au rire, m'ont permis de réaliser et de conduire cette thèse à son terme avec une relative sérénité. À Roxane et Margaux, pour tous les moments formidables que nous avons partagés, avec une mention spéciale pour les coulisses du tournage de l'épisode de *C'est Toujours Pas Sorcier* sur les océans !

J'exprime également ma gratitude aux chefs de chacune des missions auxquelles j'ai eu l'immense privilège de prendre part. Je tiens aussi à remercier les doctorants avec lesquels j'ai pris la mer : Robin, Floriane, Margot, Laurina, Laura et Jean-Baptiste, pour tous nos moments de partage, dans des conditions parfois rudes, entre mers agitées et épidémie de Covid à bord... Ces longs mois de navigation m'ont permis de m'évader de mon bureau et de découvrir à vos côtés les mers du monde avec émerveillement !

Je ne pourrais terminer la rédaction de cette thèse sans remercier les membres de ma famille, qui m'ont encouragée et accompagnée, dans les moments heureux comme les plus difficiles. Je remercie tout spécialement Thomas, mon grand frère, dont la présence et le soutien indéfectibles ont toujours fait ma plus grande force. Enfin, j'ai une reconnaissance infinie pour mes parents, Nathalie et Hervé Comby, qui ont fait de moi la personne que je suis et qui m'ont donné confiance en mes propres capacités.

À Guy Garcès et George Comby, mes grands-pères.

Table des matières

1 Introduction **1**

2 Contexte général **7**

2.1 Dynamique océanique à différentes échelles 8
2.2 Dynamique couplée physique - biologie 13
2.3 Vitesses verticales océaniques 16
2.3.1 Spécificités et caractéristiques 16
2.3.2 État des lieux des mesures existantes 17
2.4 Méthodes innovantes développées 20
2.4.1 Du développement instrumental... 21
2.4.2 ... aux campagnes océanographiques 27
Bibliographie 33

3 Mesure in situ des vitesses verticales par ADCP et nouvelle méthodologie *Free Fall* ADCP **37**

3.1 Avant-propos 38
3.2 Introduction 38
3.3 Matériel et méthodes 41
3.3.1 Méthodes d'échantillonnage 41
3.3.2 Traitement des données issues des ADCPs conventionnels . . . 44
3.3.3 Traitement des données issues des ADCPs de nouvelle génération 51
3.4 Résultats 55
3.4.1 ADCP et déploiement conventionnels 55
3.4.2 ADCP de nouvelle génération et déploiement conventionnel . . 58
3.4.3 ADCP conventionnel et déploiement en chute libre 60
3.5 Estimation de la propagation d'erreur 61

3.5.1 Méthode de propagation d'erreur 61
3.5.2 Étude des erreurs propagées 63
3.6 Discussion 65
3.7 Conclusion 69
Bibliographie 72

4 Estimations indirectes des vitesses verticales océaniques 77
4.1 Avant-propos 78
4.2 Approche par modélisation : étude des vitesses verticales générées dans une dynamique éphémère de fine échelle 80
4.2.1 Introduction 80
4.2.2 Matériel et méthodes 82
4.2.3 Résultats 84
4.2.4 Discussion 89
4.2.5 Conclusion 90
4.3 Approche par équation-ω : étude des vitesses verticales générées dans une dynamique stable de mésoéchelle 92
4.3.1 Introduction 92
4.3.2 Matériel et méthodes 93
4.3.3 Résultats 95
4.3.4 Discussion 97
4.3.5 Conclusion 99
Bibliographie 101

5 Développement du *Vertical Velocity Profiler* 105
5.1 Introduction 106
5.2 Matériel et méthodes 107
5.2.1 Expériences en environnements semi-contrôlés et réel 107
5.2.2 Modèle de vol du VVP 113
5.2.3 Campagne PROTEVS-Gascogne 114
5.3 Résultats 116
5.4 Discussion 120
5.5 Conclusion 122
Bibliographie 124

6 Mise en place de la stratégie de mesure des vitesses verticales dans le cadre de BIOSWOT-Med 125

6.1 Introduction 126
6.2 Matériel et méthodes 127
6.3 Résultats 130
6.3.1 Mesures directes in situ par FF-ADCP 130
6.3.2 Mesures indirectes in situ par VVP 133
6.4 Discussion 134
6.5 Conclusion 138

7 Conclusions et perspectives **141**
7.1 Conclusions 142
7.2 Perspectives 146
Bibliographie 148

Annexes **I**
ANNEXE A Article publié dans Journal of Atmospheric and Oceanic Technology : Comby et al. (2022), *Measuring vertical velocities with ADCPs in low-energy ocean* II
ANNEXE B Article publié dans Journal of Water Resources and Ocean Science : Comby et al. (2023), *Near inertial oscillations and vertical velocities modulating phytoplankton after a storm in the Mediterranean Sea* XIX
ANNEXE C Évaluation des ratios de concentration chlorophyllienne Eco3M-S vs. in situ XXVII
ANNEXE D Évaluation des coefficients de corrélation dans la résolution de l'équation-ω XXX
ANNEXE E Synthèse des mesures de vitesses verticales in situ par FF-ADCP (BIOSWOT-Med 2023) XXXIII
ANNEXE F Synthèse des mesures hydrologiques in situ par VVP (BIOSWOT-Med 2023) XL

Liste des figures **XLIII**

Liste des tableaux **LV**

Chapitre 1

Introduction

Les humains ont toujours été fascinés par l'océan, à la recherche de nouvelles façons de percer les mystères du monde marin, depuis les premières grandes traversées jusqu'à la naissance de l'océanographie, une science dédiée à l'étude du milieu marin.

L'océan représente 71 % de la surface de la planète, soit environ 360 millions de km^2. La profondeur moyenne est de 3800 m, mais peut atteindre 10 984 ± 25 m en son point le plus profond (Fosse des Mariannes, Océan Pacifique). En occupant près des trois quarts de la surface terrestre, l'océan joue un rôle fondamental dans l'équilibre climatique de notre planète.
En premier lieu, l'océan joue un rôle majeur dans le contrôle du climat global, en redistribuant la chaleur sur toute la surface du globe par la circulation océanique de surface. En effet, les forts gradients de température entre les régions polaires et équatoriales sont atténués par la circulation thermohaline : près de l'équateur, les eaux de surface, très chaudes et peu denses, sont mises en mouvement par les vents et la rotation terrestre et sont redistribuées vers les pôles par la circulation océanique de surface ; près des pôles, les eaux de surface, alors refroidies et densifiées, vont plonger et être redistribuées par les courants océaniques profonds (figure 1.1). En absorbant l'excès de chaleur du système terrestre (plus de 90 % selon les rapports du GIEC, Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat), l'océan permet d'équilibrer l'impact lié à l'augmentation des températures mondiales et qui est attribuée aux émissions de gaz à effet de serre.

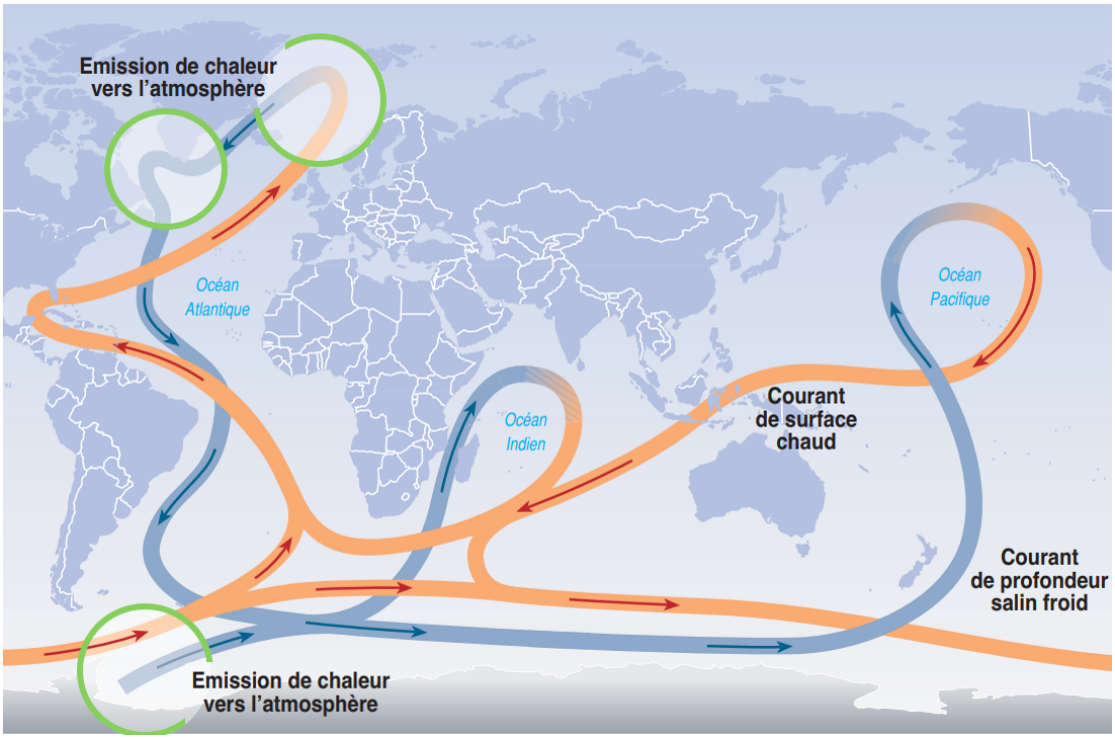

FIGURE 1.1. – Illustration simplifiée de la circulation thermohaline, la circulation océanique de surface est représentée en orange, la circulation des eaux profondes est représentée en bleu, et les principales zones de formation d'eau profonde sont localisées par les cercles verts (figure tirée de Changements climatiques 2001 : Rapport de synthèse, GIEC).

Ensuite, l'océan régule le cycle du carbone grâce à sa capacité à prélever le dioxyde de carbone (CO_2), à le stocker en profondeur, pour finalement le relarguer dans les régions équatoriales après plusieurs centaines d'années sans contact avec l'atmosphère. Globalement, les océans absorbent une partie importante du CO_2 rejeté dans l'atmosphère par les activités anthropiques et atténuent ainsi le réchauffement climatique. Il est cependant essentiel de souligner que l'efficacité de cette absorption diminue au fur et à mesure du réchauffement des eaux. L'augmentation de la concentration des eaux en CO_2 augmente aussi leur acidité, avec des conséquences potentiellement critiques pour les organismes vivant en milieu marin. Or, la majeure partie de l'oxygène que nous respirons est justement produite par cet écosystème marin, qui abrite la majorité des espèces vivantes sur Terre (les estimations varient entre 50 et 80 %).
Il s'agit d'un milieu aux interactions complexes, très difficile d'accès, voire hostile pour l'Homme. Par conséquent, l'océan a été très peu étudié et échantillonné dans le passé.

L'océanographie est une science relativement jeune, qui vise à explorer et à comprendre les processus qui s'y déroulent, et est couramment divisée en quatre grandes branches : la géologie marine (étude des fonds marins) ; l'océanographie physique (étude des processus hydrodynamiques) ; l'océanographie chimique (étude de la composition de l'eau et de son interaction avec l'atmosphère et les sédiments) ; et la biologie marine (étude de toute forme de vie dans l'océan). Cependant, tous ces domaines, pourtant très distincts les uns des autres, sont en interaction permanente. La description de ce milieu complexe hautement hétérogène, et la compréhension des mécanismes physiques qui le gouvernent ne se sont véritablement développées qu'à la fin du siècle dernier avec la première campagne océanographique anglaise du *H.M.S. Challenger*, de 1872 à 1876. En effet, cette campagne a été marquée par les premières observations systématiques en physique, chimie, géologie et biologie, effectuées à l'aide d'une instrumentation dédiée.

Le développement de nouveaux outils pour l'observation et la compréhension des différents processus océaniques a toujours été au cœur des activités de recherche océanographique, qu'il s'agisse de mettre en œuvre de nouveaux prototypes instrumentaux, de nouvelles techniques d'acquisition, de l'amélioration des méthodes de traitement et d'analyse des données, ou encore du développement de modèles de calcul numériques toujours plus performants.
En océanographie physique, l'observation et la mesure in situ des structures dites de "fine échelle" horizontales - sources de vitesses verticales océaniques, pierre angulaire de cette thèse - constituent un véritable défi de par leurs caractéristiques spatio-temporelles : faiblement étendues et de courte durée d'existence, nécessitant un échantillonnage à haute résolution. Par ailleurs, le niveau de complexité de la tâche augmente encore, lorsque l'on cherche à coupler les échantillonnages physiques (caractérisant l'hydrodynamisme) et les échantillonnages biologiques et biogéochimiques (caractérisant la dynamique des communautés planctoniques), dans le but d'appréhender la réponse des micro-organismes marins sous l'influence des processus de fine échelle.

Les notions de dynamique de fine échelle et de vitesses verticales océaniques seront détaillées dans le chapitre suivant. Mais notons dès à présent que les vitesses verticales, et en particulier lorsque générées dans les structures de fine échelle, ont longtemps été simplement paramétrées ou négligées car considérées comme non

mesurables, étant souvent éphémères et d'un à deux ordres de grandeur plus petites que les vitesses horizontales. Par conséquent, la mesure directe in situ des vitesses verticales représente à ce jour l'un des plus grands défis de l'océanographie physique, tout en étant de la plus haute importance pour une meilleure représentation de la capture du CO_2 par l'océan, en particulier dans le contexte actuel d'un réchauffement climatique croissant.

Or, pouvons-nous améliorer les systèmes instrumentaux et les méthodologies déjà existants pour la mesure de la composante verticale des courants marins ? Quelles innovations pouvons-nous développer pour y accéder ?
Et, si tel est le cas, quelles précisions pouvons nous atteindre, dans quelles conditions et nécessitant quels moyens ?
La levée de ce verrou représente avant tout un défi technique. C'est la raison pour laquelle ce travail de thèse s'est construit autour du développement de deux stratégies innovantes de mesure des vitesses verticales océaniques, basées sur le développement instrumental du *Free Fall ADCP* (un courantomètre acoustique déployé en chute libre) et celui du *Vertical Velocity Profiler* (un profileur vertical autonome), dont les concepts sont respectivement présentés en section 2.4.1.1 et en section 2.4.1.2. Aboutir à ces deux stratégies a nécessité une étude approfondie des autres techniques existantes, ainsi que l'amélioration des méthodologies conventionnelles utilisant les courantomètres ADCP. Il est important de souligner que l'objectif de notre recherche ne consiste pas uniquement à lever le verrou technique de la mesure à haute précision de la composante verticale du courant. Nous cherchons également à développer des techniques applicables aussi bien dans le domaine côtier que hauturier, sans nécessité d'appareillages coûteux en moyens humains ou financiers. Ceci de manière à permettre, dans un second temps, l'évaluation des interactions physique-biologie et physique-biogéochimie, dans l'optique d'améliorer la quantification des flux verticaux de matière et d'énergie et la compréhension de ces interactions dans les structures de fine échelle.

Le premier grand volet de cette recherche, constitué par le Chapitre 3, montre ainsi nos mesures directes in situ de la vitesse verticale par ADCP, depuis les protocoles de déploiement jusqu'à la comparaison de quatre différentes méthodologies, en passant par la chaîne de traitement des données développée à cette fin. Cette étude est basée sur les données récoltées lors de la campagne océanographique FUMSECK réalisée en

2019 en mer Ligure. Nous avons étudié à la fois l'apport de la nouvelle méthodologie de déploiement (la chute libre) ainsi que l'apport de la nouvelle génération de courantomètres disponible (courantomètres acoustiques à cinq faisceaux). Ainsi, nous avons pu établir et quantifier les progrès dans la mesure des vitesses verticales associés à la méthodologie proposée.

Par ailleurs, dans le cadre et avec les données de la campagne FUMSECK, nous avons appliqué des techniques plus courantes d'estimation indirecte des vitesses verticales, afin de répondre aux questionnements suivants : **Comment mieux comprendre la dynamique de fine échelle dans sa globalité ? Quelles sont les implications de ces vitesses verticales de fine échelle pour la biologie ?**
Le Chapitre 4 présente les résultats de deux estimations indirectes des vitesses verticales océaniques. De telles études ont l'avantage d'être plus synoptiques, mais sont nécessairement basées sur de nombreuses hypothèses simplificatrices et approximations impactant la prise en compte de la dynamique verticale. Nous avons notamment utilisé le modèle SYMPHONIE, un modèle numérique 3D de circulation océanique, afin d'étudier spécifiquement l'effet sur la dynamique océanique verticale d'une tempête courte mais très intense qui s'est produite durant la mission, forçant l'arrêt des échantillonnages in situ. Nous avons ainsi pu observer l'effet sur la dynamique océanique verticale de ce type d'évènement météorologique.
Nous présentons également l'estimation des champs moyens de vitesses verticales obtenus par l'application de l'équation oméga (notée ci-après équation-ω).
Ces approches nous permettent toutes deux d'estimer des champs de vitesses verticales dans la zone d'étude FUMSECK. Pour autant, nous avons identifié des dynamiques circulatoires différentes.

Le Chapitre 5 correspond au second grand axe de ce travail de thèse. Il présente le développement de notre prototype innovant, le *Vertical Velocity Profiler*, permettant ici une mesure indirecte in situ des vitesses verticales océaniques. Ce profileur autonome à été entièrement conçu et développé au sein de l'Institut Méditerranéen d'Océanologie (MIO). Nous présentons la synthèse de quatre années (de 2019 à 2022), durant lesquelles nous avons développé les différents prototypes, mis en œuvre les protocoles de test, de validation et de calibration, aussi bien en environnement contrôlé (ou semi-contrôlé) qu'en conditions réelles, et enfin déployé le prototype dans sa version finale lors de deux campagnes océanographiques : PROTEVS-Gascogne (2022, portée

par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, SHOM) et BIOSWOT-Med (2023, portée par le MIO). Nous avons pu établir précisément les apports de ce prototype ainsi que ses limites.

En dernier lieu, ces deux grandes stratégies ont également été mises en place dans le but d'observer l'influence des structures de fine échelle sur les dynamiques biogéochimiques et biologiques. Le Chapitre 6 fait l'objet d'une analyse et de l'intercomparaison de nos deux méthodes de mesure in situ des vitesses verticales dans le cadre de la campagne BIOSWOT-Med.
À ce stade, la possibilité de faire des liens directs entre nos mesures à haute précision des vitesses verticales océaniques et les flux verticaux de matière ou d'énergie dans une structure de fine échelle telle qu'un front océanique, est une difficulté qui tend à être résolue.

Chapitre 2

Contexte général

Sommaire

2.1 Dynamique océanique à différentes échelles 8
2.2 Dynamique couplée physique - biologie 13
2.3 Vitesses verticales océaniques 16
2.3.1 Spécificités et caractéristiques 16
2.3.2 État des lieux des mesures existantes 17
2.4 Méthodes innovantes développées 20
2.4.1 Du développement instrumental... 21
2.4.1.1 Le Free Fall ADCP : FF-ADCP 21
2.4.1.2 Le Vertical Velocity Profiler : VVP 24
2.4.2 ... aux campagnes océanographiques 27
2.4.2.1 Campagne FUMSECK et séries VVP-Test 27
2.4.2.2 Campagne BIOSWOT-Med 29
Bibliographie 33

2.1. Dynamique océanique à différentes échelles

La dynamique océanique correspond à la mise en mouvement des masses d'eau sous l'effet de différents forçages. Les premières descriptions de la circulation océanique ont été établies par les explorateurs, au travers de leurs cartes de navigation. L'exemple de la description faite du Gulf Stream au XVIIIe siècle par Benjamin Franklin (figure 2.1 a) comme un écoulement très stable, souvent qualifié de "long fleuve tranquille" est caractéristique d'une observation de la circulation à l'échelle planétaire. Lorsque l'on se place à cette très grande échelle, nous observons des processus hydrodynamiques très stables car étendus sur plusieurs centaines de kilomètres et persistant plusieurs mois jusqu'à être quasiment permanents, tels que les grands gyres océaniques ou la circulation thermohaline.
La microéchelle est elle aussi décrite depuis plusieurs siècles. L'observation de l'écoulement turbulent, phénomène d'une importance capitale pour la dynamique des fluides, a été illustrée pour la première fois par Léonard de Vinci au XVIe siècle (figure 2.1 b). La nature intrinsèquement tridimensionnelle de cet écoulement turbulent a mené à l'idée qu'il était constitué d'un ensemble de tourbillons coexistants et de taille variable. Il est établi que la microéchelle regroupe des processus à durée de vie très courte (inférieure à l'heure) et spatialement très limités (étendue spatiale inférieure au mètre).
À l'intermédiaire de ces deux extrêmes, en revanche, la sous-mésoéchelle et la mésoéchelle, regroupées sous le terme de fine échelle, ont longtemps fait l'objet de questionnements sans réponse, en raison d'un manque de moyens techniques pour leur observation in situ ou leur représentation numérique (figure 2.1 c). C'est à partir des années 1960, avec le plein essor du développement satellitaire, que l'évolution des outils scientifiques a rendu possible la réalisation des premières mesures à plus haute fréquence temporelle et spatiale, mettant en évidence l'omniprésence d'instabilités à échelle variable, annonciatrices d'une dynamique de fine échelle complexe.

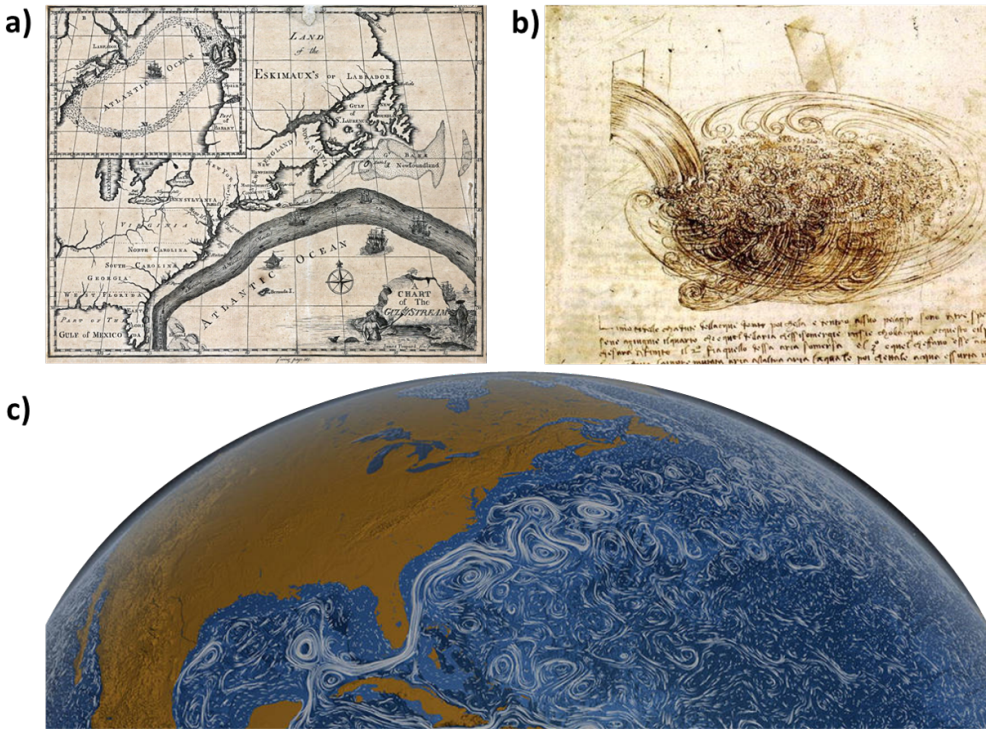

FIGURE 2.1. – a) Représentation du Gulf Stream, Franklin-Folder, 1768-1775.
b) Représentation de la turbulence, Leonardo DaVinci, 1510-1512.
c) Modélisation de la circulation océanique de surface, *Perpetual Ocean* NASA, 2011.

Les processus de fine échelle sont au cœur du transfert d'énergie des plus grandes échelles à la petite échelle, appelée « cascade d'énergie », via les interactions entre les processus physiques, biologiques et chimiques. En effet, ils apparaissent comme essentiels pour les échanges de chaleur et de salinité (MORROW et al. 2003 ; FIEUX et al. 2005), le transport des propriétés biogéochimiques ainsi que pour la désagrégation des structures physiques qui est critique pour les processus biogéochimiques et le mélange (figure 2.2, DICKEY 2003).

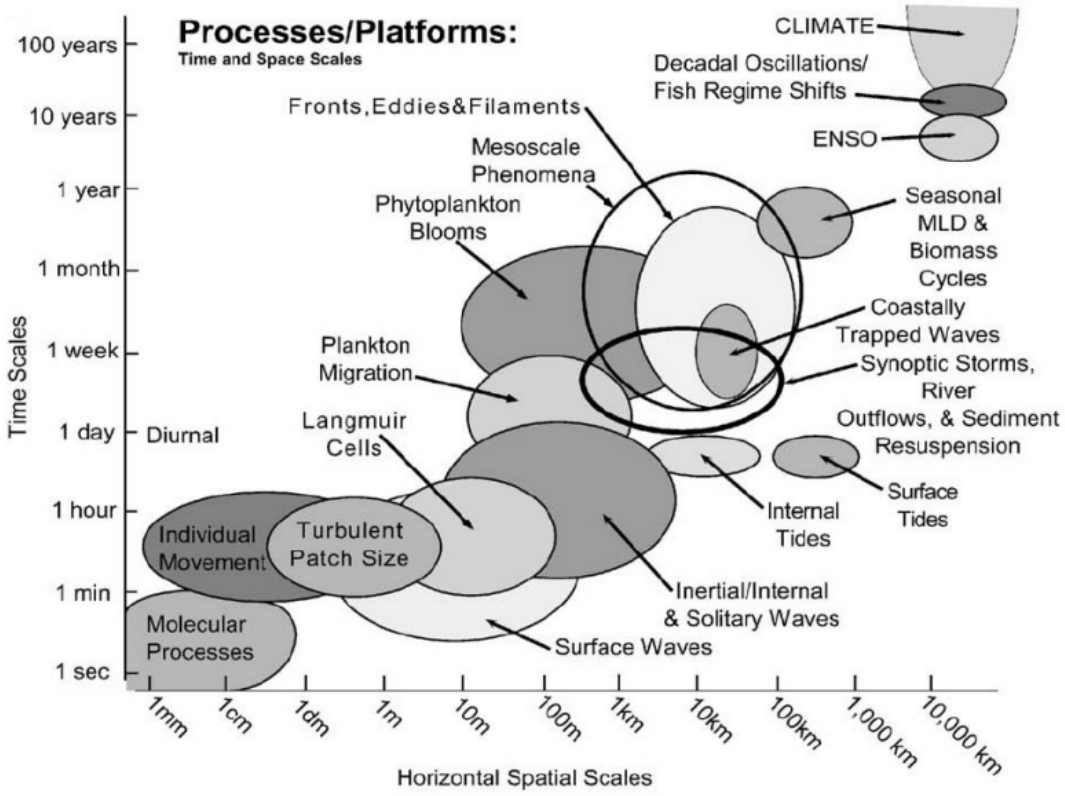

FIGURE 2.2. – Diagramme spatio-temporel des principaux processus physiques et biologiques dans l'océan. Figure tirée de DICKEY 2003

La distinction entre ces différentes échelles met en évidence les processus ou forçages à l'origine de la mise en mouvement de la masse d'eau.
À très grande échelle, la circulation océanique est dominée par les effets de la rotation de la Terre (vorticité planétaire, correspondant au paramètre de Coriolis en approximation de mouvements quasi horizontaux), contraignant le mouvement à être globalement horizontal et en équilibre géostrophique. Le nombre de Rossby (R_o), adimensionnel, est utilisé afin de mettre en évidence l'importance des forces issues de la rotation terrestre devant l'inertie du mouvement de la masse d'eau, selon l'équation 2.1 :

$$R_o = \frac{U}{Lf} = \frac{\zeta}{f} \tag{2.1}$$

avec f le paramètre de Coriolis (s^{-1}), U l'intensité caractéristique des vitesses horizontales ($m\ s^{-1}$), L la longueur caractéristique (m) et ζ la vorticité relative (s^{-1}).
Un nombre de Rossby très inférieur à 1 ($R_o << 1$) est caractéristique d'un écoulement stable, à l'échelle planétaire.

À l'opposé, dans la dynamique de microéchelle, l'équilibre géostrophique n'est plus valable, et ce sont les forces telles que la vorticité relative ou la flottabilité qui influencent la stabilité de l'écoulement. Le nombre de Richardson (R_i), adimensionnel, tient compte de la stratification de la masse d'eau et souligne l'importance relative des effets mécaniques et de densité dans la colonne d'eau sur la turbulence, selon l'équation 2.2 :

$$R_\mathrm{i} = \frac{N^2}{S^2} \tag{2.2}$$

avec N la fréquence d'oscillation d'une particule soumise à un déplacement vertical (fréquence de Brunt-Väisälä) et $S^2 = \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2$ où S correspond au cisaillement vertical du courant horizontal.
Un nombre de Richardson inférieur à 0.25 ($R_\mathrm{i} < 0.25$) est caractéristique d'un écoulement instable, marqué par l'apparition du phénomène de turbulence.

Le tableau 2.1 résume les ordres de grandeur spatial et temporel caractéristiques des différentes échelles d'observation de la dynamique océanique.

TABLEAU 2.1. – Tableau récapitulatif des caractéristiques des structures océaniques selon les différentes échelles d'observation.

Échelle	**planétaire**	**méso-/subméso-**	**micro-**
spatiale horizontale	> 100 km	100 km - 100 m	< 10 m
spatiale verticale	> 1 km	100 - 10 m	< 1 m
durée de vie	> 1 mois	mois - heures	< 1 heure

Au cours des deux dernières décennies, notre capacité à observer et à mesurer les phénomènes océaniques à moyenne et petite échelle a considérablement progressé. En effet, l'augmentation de la résolution spatiale dans les observations satellite et modélisations récentes a révélé une multitude de structures et de processus à des échelles spatiales horizontales de plus en plus fines, jusqu'à atteindre l'ordre du kilomètre dans la couche supérieure de l'océan. Les processus à cette échelle, correspondant à la sous-mésoéchelle (tableau 2.1), se caractérisent par des nombres de Rossby et de Richardson d'ordre un ($\boldsymbol{O}(1)$). Leur dynamique se distingue de celle de la mésoéchelle, en grande partie quasi géostrophique, ainsi que des processus à microéchelle entièrement tridimensionnels et souvent isotropes. Les processus de sous-mésoéchelle

contribuent, de manière bien plus importante que ceux de mésoéchelle du fait de leur omniprésence dans l'océan, aux flux verticaux de masse, de flottabilité et de traceurs dans la partie supérieure de l'océan. Ils font circuler la vorticité potentielle dans la couche mélangée, améliorent la communication entre la pycnocline et la surface, et jouent un rôle crucial dans la modification de la stratification de l'océan supérieur et de la structure de la couche mélangée sur une échelle de temps de quelques jours (THOMAS et al. 2008). Parmi ces structures de fine échelle, nous retrouvons essentiellement les fronts, les tourbillons et les filaments, dont les échelles spatio-temporelles entrent en résonance avec celles des processus biologiques tels que les blooms phytoplanctoniques, les migrations de plancton, et plus généralement la dynamique des communautés biologiques (figure 2.2) (DICKEY 2003 ; MAHADEVAN 2016 ; MCGILLICUDDY 2016).
Les observations actuelles révèlent désormais l'omniprésence de ces structures océaniques. Ces résultats stimulent de nouvelles hypothèses sur la façon dont la physique océanique façonne la chimie et l'écologie des océans. Les structures océaniques de fine échelle, dont on peut faire l'analogie avec les structures atmosphériques, jouent un rôle essentiel dans la régulation du climat. En effet, ces structures de fine échelle contrôlent des échanges de carbone, de chaleur et d'énergie entre l'océan et l'atmosphère. Bien que l'existence de ces structures soit confirmée par des observations de plus en plus nombreuses, leur échantillonnage in situ multi-paramétrique demeure un défi : leur évolution est rapide, leur durée de vie éphémère, et leur extension spatiale réduite.
Cela en fait l'un des principaux challenges de l'océanographie contemporaine.

Dans cette volonté d'amélioration des outils pour l'étude du climat, le satellite SWOT (*Surface Water and Ocean Topography*) a été lancé le 16 décembre 2022. Les mesures de la hauteur de la surface de la mer (ou mesures altimétriques) effectuées par le satellite SWOT permettent d'évaluer la dynamique de la couche supérieure de l'océan avec une résolution de l'ordre de 10 km, plus fine d'environ un ordre de grandeur que ce qui était jusqu'ici disponible avec l'altimétrie satellitaire conventionnelle. Une telle résolution dans la mesure altimétrique est sans précédent, et réside dans la conception de ce satellite (figure 2.3). Ce dernier est équipé de deux antennes radars situées aux extrémités d'un mât de 10 m, ainsi que d'un radar interférométrique capable de réaliser des mesures le long d'une fauchée large de 120 km, alors que les radars altimétriques actuels sont limités à une bande de quelques kilomètres à la

verticale du satellite. Cette large trace au sol permet d'accéder au champ spatialisé de la hauteur de la surface libre de l'océan, avec une précision décimétrique, et de quantifier les pentes avec une précision de l'ordre de 1.7 cm/km.
Cette amélioration de la résolution est révolutionnaire pour plusieurs questions océaniques essentielles, concernant notamment les bilans énergétiques, le lien entre la dynamique de surface et la dynamique interne, ainsi que celui entre la biogéochimie et la biodiversité.

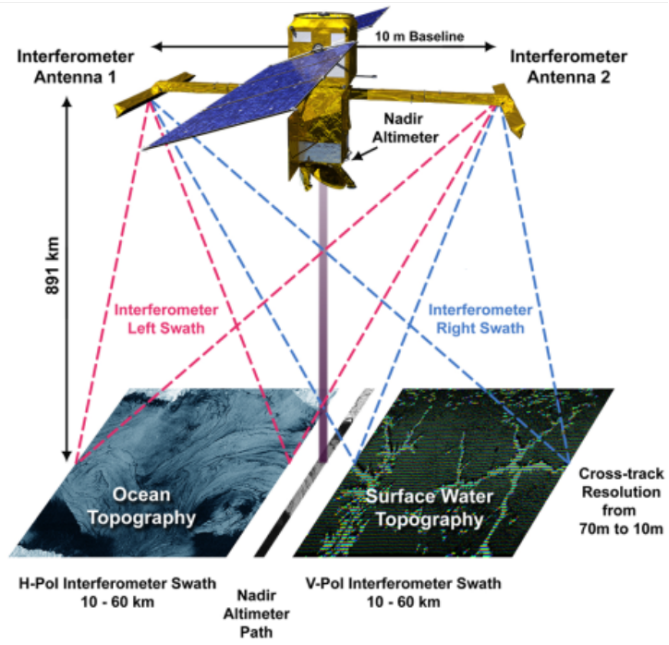

FIGURE 2.3. – Illustration du système de radar interférométrique en bande Ka à double fauchée du satellite SWOT (Source : CNES).

2.2. Dynamique couplée physique - biologie

Les processus à mésoéchelle peuvent générer ou influencer les interactions entre les processus océaniques physiques et biologiques à sous-mésoéchelle, entraînant une hétérogénéité biogéochimique à plus petite échelle encore (figure 2.4). Il peut donc être difficile de déterminer si la variabilité des signatures biogéochimiques reflète une réponse active à un forçage physique à fine échelle ou bien une déformation d'un gradient biogéochimique existant par des processus physiques à fine échelle.

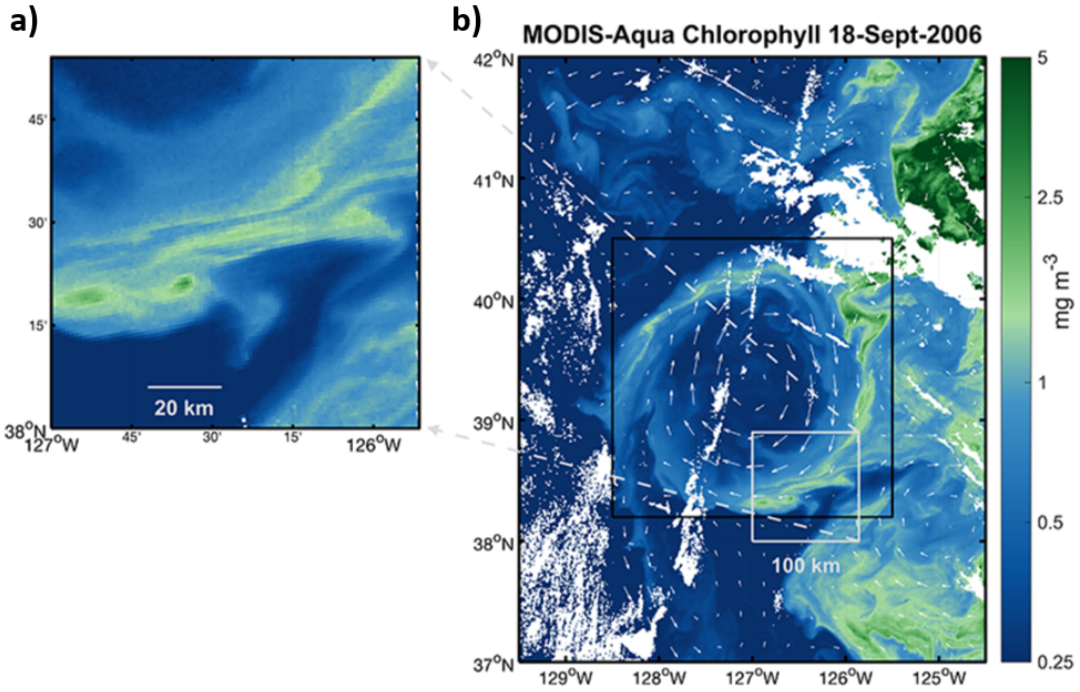

FIGURE 2.4. – Concentrations de chlorophylle a dans un tourbillon de mésoéchelle au large de la Californie centrale le 18 septembre 2006, telles qu'observées par l'instrument MODIS de la NASA sur le satellite Aqua. a) Zoom sur les caractéristiques de sous-mésoéchelle, b) associées au tourbillon. Le tourbillon anticyclonique de mésoéchelle (boîte noire) présente des niveaux élevés de chlorophylle a sur son bord Est. Les flèches blanches représentent les vecteurs du courant géostrophique (généré par un équilibre entre les gradients de pression et les forces de Coriolis) estimé à partir des données d'anomalie du niveau de la mer. Les taches blanches indiquent les nuages. L'échelle de couleur logarithmique représente les concentrations de chlorophylle a en mg m^{-3}. Figure tirée de FASSBENDER et al. 2018

Les processus d'advection dans la couche supérieure de l'océan sont dominés par des vitesses horizontales qui sont de deux à quatre ordres de grandeur plus grandes que les vitesses verticales et affectent la distribution du phytoplancton, comme le révèlent les observations de chlorophylle à la surface de la mer (D'OVIDIO et al. 2010; LEHAHN et al. 2007). Cependant, le phytoplancton est également très sensible aux mouvements verticaux en raison du fort gradient vertical de lumière et de nutriments (MAHADEVAN 2016). Ainsi, les processus à mésoéchelle qui entraînent de forts échanges verticaux près des fronts peuvent également provoquer des réponses biologiques in situ en améliorant l'apport de nutriments dans la couche mélangée de

surface (FALKOWSKI et al. 1991 ; LÉVY et al. 2012). Les réponses biologiques peuvent être actives, passives ou réactives, telles que décrites par LÉVY et al. 2018 (figure 2.5). Pour attribuer avec précision les origines d'un processus observé, il est nécessaire de déployer de nouvelles plateformes d'échantillonnage, telles que des profileurs, des véhicules sous-marins autonomes et des véhicules remorqués ondulants, afin d'optimiser l'échantillonnage tridimensionnel et rapidement évolutif de la biogéochimie associée aux caractéristiques physiques de la fine échelle.

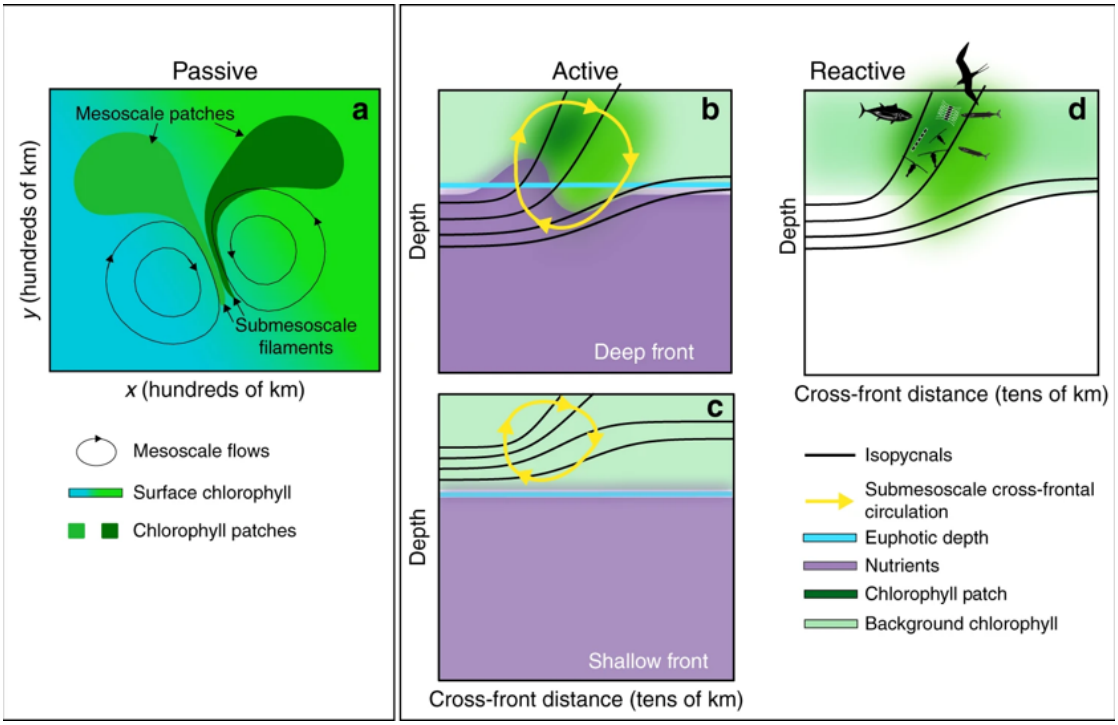

FIGURE 2.5. – Représentation schématique des mécanismes passifs, actifs et réactifs. a) Déformations passives des patchs de phytoplancton existants par les courants de mésoéchelle, pouvant former des filaments de mésoéchelle. b) Changements des taux de croissance du phytoplancton entraînés par les flux de nutriments de mésoéchelle dans la zone euphotique pouvant conduire à la formation de patchs de phytoplancton au niveau des fronts profonds. c) Si les circulations de sous-mésoéchelle ne pénètrent pas dans la nutricline sous la zone euphotique au niveau des fronts peu profonds, il est peu probable que des patchs de phytoplancton se forment. d) Réactions du phytoplancton (e.g. croissance, compétition, nage, perte par broutage, etc.) et réactions comportementales des organismes de niveau trophique supérieur en réponse à des processus passifs et actifs. Figure tirée de LÉVY et al. 2018

La Méditerranée Occidentale est une zone idéale pour vérifier l'hypothèse selon laquelle la circulation à fine échelle est le moteur de la biodiversité du plancton. En effet, dans cette région, une grande biodiversité est associée à des conditions d'oligotrophie (milieu pauvre en nutriments) et d'énergie modérée, contrairement aux zones océaniques comme les courants de bord Ouest intenses ou les *upwellings* de bord Est qui sont largement explorés et où la dynamique intense ou l'apport important de nutriments peuvent masquer la dynamique couplée à fine échelle.

2.3. Vitesses verticales océaniques

2.3.1. Spécificités et caractéristiques

Les vitesses verticales sont présentes partout dans l'océan et à chaque instant, malgré leur faible intensité en regard de la circulation horizontale. Lorsque des instabilités baroclines apparaissent dans les circulations quasi-géostrophiques, une circulation secondaire avec des courants ascendants et descendants, dite agéostrophique, est générée pour rétablir l'équilibre (figure 2.6) (MAHADEVAN et al. 2006 ; CAPET et al. 2008 ; MCWILLIAMS 2016 ; MCWILLIAMS et al. 2019). Le mouvement vertical devient particulièrement important lorsque l'ampleur de la vorticité ζ associée au front est de l'ordre de la vorticité planétaire f (i.e. $R_o = \boldsymbol{O}(1)$) et que la dynamique de sous-mésoéchelle entre en jeu. En fonction de l'étendue verticale de la structure, de l'intensité du mouvement vertical et de la profondeur des couches sous-jacentes riches en nutriments, les remontées d'eau frontales peuvent transporter des nutriments dans la couche euphotique les rendant ainsi disponibles pour la production phytoplanctonique de surface (MAHADEVAN 2016). Plus généralement, cette dynamique agéostrophique a le potentiel de soutenir l'ensemble des flux verticaux, contribuant ainsi au budget énergétique turbulent de l'océan mondial (MOLEMAKER et al. 2010). Par conséquent, la prise en compte de ces vitesses verticales, et en particulier dans la dynamique océanique de fine échelle, devient essentielle pour une meilleure compréhension des échanges océan-atmosphère et une meilleure représentation de la modulation du climat.

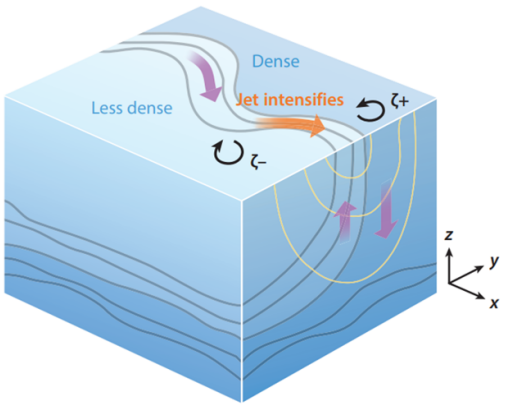

FIGURE 2.6. – Schéma d'un front généré après l'apparition d'une instabilité baroclinе, créant des méandres, jusqu'à la perte de l'équilibre géostrophique donnant lieu à l'apparition de mouvement verticaux. Figure tirée de MAHADEVAN 2016

L'étude des vitesses verticales océaniques suscite un intérêt croissant dans la communauté océanographique. De nombreuses études sont menées dans les régions océaniques à haute énergie, avec une estimation des grands mouvements verticaux. Cependant, l'identification des mécanismes physiques, associés aux processus de fine échelle et générant les vitesses verticales océaniques, et la quantification précise de ces dernières représentent actuellement un verrou scientifique et technologique majeur. Ce travail de thèse a permis de développer et mettre en œuvre des technologies et méthodologies innovantes, permettant la mesure à haute résolution temporelle de la composante verticale du courant. Nous avons également mis ces méthodologies novatrices en perspective de celles existantes.

2.3.2. État des lieux des mesures existantes

La mesure dite directe des courants marins est majoritairement effectuée grâce à l'effet Doppler à partir de différentes plateformes : en profils verticaux, en mouillage, ou encore en dérive.
En effet, les progrès technologiques ont fourni aux océanographes des instruments basés sur le principe de l'effet Doppler généré par des particules en suspension et transportées passivement par les courants océaniques qui rétrodiffusent les ondes sonores émises : ainsi les ondes acoustiques subissent une accélération ou une décélération en fonction de la vitesse du courant océanique qu'elles traversent (figure

2.7 a). Des courantomètres acoustiques, ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*), utilisent ce principe, et peuvent être mis en œuvre en étant placés en mouillage ou sur des navires océanographiques. Cette technique de mesure est la plus répandue de nos jours. L'avantage principal est qu'au lieu de localiser les mesures des courants océaniques à une profondeur donnée, les ADCPs permettent d'établir une mesure dite en profil, c'est-à-dire sur différentes profondeurs simultanément (figure 2.7 b). On peut ainsi obtenir des profils de courants sur plusieurs centaines de mètres, de la surface jusqu'au plancher océanique. Les ADCPs générant des ondes sonores, la portée et la résolution des profils de courant résultants sont dépendantes de la fréquence acoustique de l'onde émise.

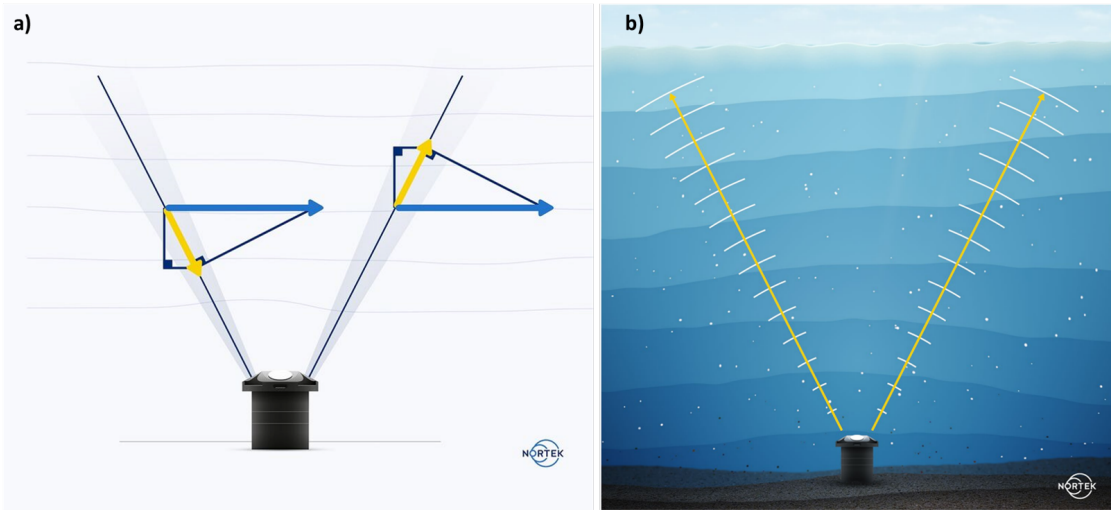

FIGURE 2.7. – a) Illustration du principe de mesure par ADCP, vue de profil. Le vecteur vitesse mesuré le long des faisceaux (appelé vitesse radiale, flèches jaunes) correspond à la projection vectorielle du courant océanique (flèches bleues).
b) Représentation de la portée de la mesure acoustique le long des faisceaux, découpée en multiples cellules, vue de profil.
Illustrations du fonctionnement d'un ADCP à quatre faisceaux (source : Nortek).

La détermination des vitesses verticales à l'aide d'ADCP est assez limitée dans la littérature (D'ASARO et al. 2018 ; THURNHERR 2011 ; TARRY et al. 2021). Dans les régions à forte intensité de vitesse verticale (e.g. convection hivernale profonde, fortes ondes internes, de l'ordre de 10^{-2} à 10^{-1} m s^{-1}), la composante verticale océanique peut être caractérisée avec précision (SCHOTT et al. 1991 ; SCHOTT et al. 1996). Cependant, dans les régions à faible intensité de vitesse verticale (< 10^{-2} m s^{-1}), telles que la majeure

partie de l'océan oligotrophe [60 % de la surface de l'océan mondial (LONGHURST et al. 1995 ; MARANON et al. 2003 ; TAUCHER et al. 2018)], les mesures directes in situ de vitesses verticales font toujours défaut et leur variabilité spatiale et temporelle reste inconnue.

Dans la littérature, on retrouve d'autres estimations, indirectes, des vitesses verticales océaniques, qui reposent sur des calculs analytiques ou numériques.

Les mesures de courants horizontaux issues de dériveurs lagrangiens consistent à laisser dériver un flotteur dans un courant océanique puis à calculer sa trajectoire. Le positionnement des bouées, historiquement réalisé par triangulation au moyen de balises acoustiques ou d'hydrophones embarqués, est aujourd'hui effectué par des satellites lorsque les bouées sont équipées de balises de positionnement. Un grand nombre de bouées sont nécessaires pour cartographier les courants dans une zone car ils peuvent se disperser rapidement. Cependant, ces méthodes ont l'avantage de pouvoir explorer toute une région d'étude. Cette stratégie de mesure par dérive est applicable aux courants horizontaux uniquement. Un principe similaire est applicable pour la mesure de la composante verticale du courant. En effet, il est possible d'utiliser des profileurs verticaux, tels que les planeurs sous-marins (MERCKELBACH et al. 2010 ; FUDA et al. 2013 ; MARGIRIER et al. 2017), aussi appelés gliders, les flotteurs dérivants à densité variable (e.g. profileurs Argo) ou neutre (e.g. système floatsam D'ASARO et al. 2018), dont on connait le modèle de vol et dont on évalue la vitesse verticale lors des phases descendantes et ascendantes. On estime que toute dérive de ces vitesses par rapport au modèle de vol théorique représente un courant vertical.
Une intensité de vitesses verticales faible à moyenne (de l'ordre de 10^{-3} à 10^{-2} m s^{-1}) peut ainsi être déterminée en intégrant les déplacements verticaux des dériveurs lagrangiens (BOWER et al. 1989 ; LINDSTROM et al. 1994), ou en comparant les vitesses verticales des planeurs avec leurs modèles de vol (D'ASARO et al. 2018 ; FRAJKA-WILLIAMS et al. 2011 ; FUDA et al. 2013).

À l'inverse, de très faibles intensités de vitesses verticales (de 10^{-5} à 10^{-3} m s^{-1}) sont déterminées soit sur la base de l'équation oméga (équation-ω) (RUDNICK 1996 ; GIORDANI et al. 2006 ; ROUSSELET et al. 2019 ; TZORTZIS et al. 2021) en utilisant des mesures in situ de la densité de l'eau et des courants horizontaux, soit sur la base de l'équation de la densité non diffusive pour les mesures effectuées à partir de mouillages fixes (YU et al. 2019), soit sur la base de l'équation de la chaleur et l'équation des vents thermiques en combinant les mesures de la température et du courant

(LINDSTROM et al. 1994).

Enfin, des modèles numériques tridimensionnels de circulation océanique réalistes sont aussi largement utilisés. Ces modèles reposent sur les équations du mouvement océanique (équations de Navier-Stokes), des grilles numériques adaptées aux échelles d'études, ainsi que des techniques d'approximation numérique. Lorsque les études analysent le rôle de la composante verticale du mouvement océanique sur les flux verticaux ou les interactions physiques internes aux structures de fine échelle, les modèles numériques utilisés reproduisent généralement des structures tridimensionnelles très idéalisées. Ceci implique que malgré une très bonne performance des modèles dans la simulation de la circulation horizontale, on retrouve cependant des ordres de grandeur de vitesses verticales océaniques très faibles (généralement 10^{-5} à 10^{-4} m s^{-1}).

Toutes ces techniques d'estimation indirecte sont généralement utilisées sur des échelles d'étude spatiales de plusieurs dizaines à centaines de kilomètres (échelle régionale), ou sont limitées par leur résolution temporelle. En effet, que l'on utilise des modèles numériques (grilles spatiales d'une résolution de plusieurs km) ou l'équation-ω (nécessitant un échantillonnage régulier, ou *mapping*, de la zone d'étude de plusieurs jours), les vitesses verticales estimées vont subir un effet de lissage numérique, spatial ou temporel en fonction de la technique employée, réduisant leur intensité théorique.
Ainsi ces techniques ne sont pas adaptées aux processus hydrodynamiques à évolution rapide (durée de vie courte, déplacement latéral), caractéristiques des structures de fine échelle (tourbillons, fronts, filaments) que l'on cherche à échantillonner.

2.4. Méthodes innovantes développées

Les méthodes investiguées concernent :

— les ADCPs, objet du Chapitre 3 : amélioration de la méthodologie sur carrousel, utilisation d'ADCP de nouvelle génération avec cinq faisceaux dont un vertical, et nouvelle méthodologie d'ADCP en *Free Fall* (FF-ADCP, ou ADCP en chute libre) ;

— les techniques d'estimation indirecte préexistantes, objet du Chapitre 4 : modèle numérique et équation-ω ;

— un développement instrumental, objet du Chapitre 5 : le *Vertical Velocity Profiler* (VVP, ou profileur de vitesses verticales).

Les méthodologies optimales ont été mises en œuvre durant les campagnes PROTEVS-Gascogne 2022 et BIOSWOT-Med 2023, objet des Chapitres 5 et 6.

2.4.1. Du développement instrumental...

2.4.1.1. Le Free Fall ADCP : FF-ADCP

Le *Free Fall ADCP* (FF-ADCP) correspond à un ADCP déployé en chute libre. Il s'agit de combiner l'utilisation d'un courantomètre acoustique à cette nouvelle méthode de déploiement visant à s'affranchir au maximum de l'état d'agitation de la mer. En effet, les mesures de courant par ADCP sont soumises à l'état de mer, qu'ils soient fixés à la coque des navires, déployés sur carrousel, ou intégrés à des lignes de mouillage. Les vitesses verticales que l'on cherche à mesurer étant d'un ordre de grandeur très faible (quelques mm s^{-1}), la stabilité verticale de l'appareil de mesure devient l'élément clé à prendre en considération lors de l'échantillonnage. Or, l'utilisation classique d'ADCP le soumet à l'influence de l'état de mer, majorée par la force de rappel exercée par le navire (ou toute autre plateforme de déploiement) sur l'instrument, comme illustré dans la figure 2.8 a). Celle-ci est souvent brutale et d'un ordre de grandeur bien supérieur à celui de la composante verticale du courant (i.e. plusieurs 10^{-1} m s^{-1} vs. quelques 10^{-3} m s^{-1}). Nous avons développé la technique du FF-ADCP afin de libérer l'ADCP de cette force de rappel (figure 2.8 b). Le concept de cette méthodologie repose sur :

— la chute libre : par l'utilisation d'un simple cordage en polypropylène reliant le FF-ADCP au navire, et maintenu sans tension pendant la chute de l'instrument. Ce materiau présente une flottabilité légèrement positive, et la distance de filage contrôlée par les opérateurs permet de maitriser l'effet du rappel vertical sur l'instrument ;

— la stabilité verticale : nous proposons un système légèrement pesant, en compensant les poids fixés au bas du FF-ADCP, par des flotteurs fixés au-dessus.

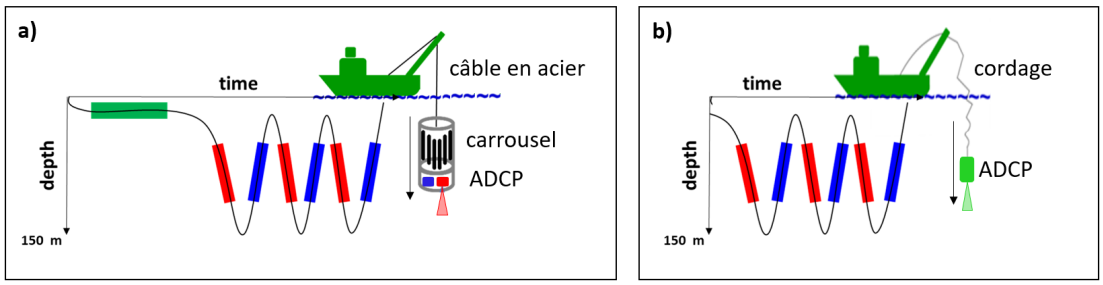

FIGURE 2.8. – Schémas illustrant le principe de déploiement (a) du *Lowered* ADCP, et (b) du *Free Fall* ADCP. Les ADCPs sont déployés en "yoyo" (phase descendante représentée en rouge, phase ascendante représentée en bleue), précédées ou non d'une phase fixe (en vert) selon la méthode.

Les éléments constituants le FF-ADCP, illustré par la figure 2.9, sont : (i) un ADCP, (ii) une sonde CTD, (iii) un ensemble de flotteurs, (iv) un lest largable associé à un largueur acoustique, et (v) un bout en polypropylène (flottabilité positive) permettant de relier le FF-ADCP au navire. Notons qu'à des fins pratiques, l'utilisation d'un treuil électrique permet de remonter le FF-ADCP vers la surface à vitesse relativement élevée (supérieure au mètre par seconde).

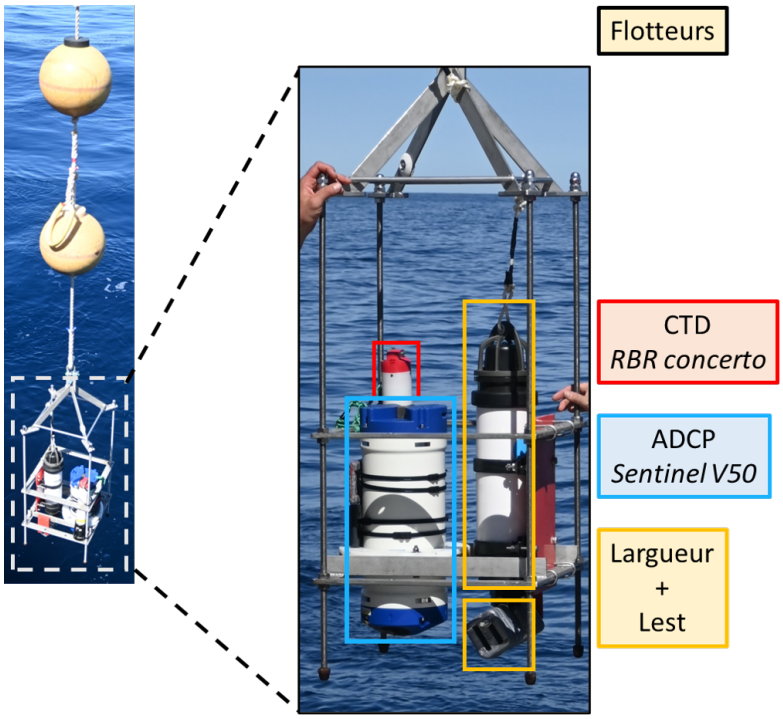

FIGURE 2.9. – Illustration du FF-ADCP, déployé lors de la campagne BIOSWOT-Med 2023 (MIO).

On regroupe sous le terme "système FF-ADCP", l'ensemble de ses éléments constitutifs (listés ci-dessus). Le système FF-ADCP est quasiment neutre dans l'eau du point de vue de sa flottabilité. En réalité, il se trouve être légèrement pesant dans l'eau, de façon à initier sa chute dans la colonne d'eau sous l'effet de son poids. En cas de difficulté technique rencontrée lors du déploiement ou durant la phase d'acquisition du profil, le lest peut être largué, inversant ainsi la flottabilité du système FF-ADCP, qui deviendra légèrement flottant, de façon à remonter vers la surface sous l'effet de la force d'Archimède, et ainsi être récupéré.
Le découplage du FF-ADCP de la force de rappel exercée par le navire, et sa flottabilité quasi neutre, impliquent une très grande stabilité verticale de l'instrument dans la colonne d'eau (figure 2.10).

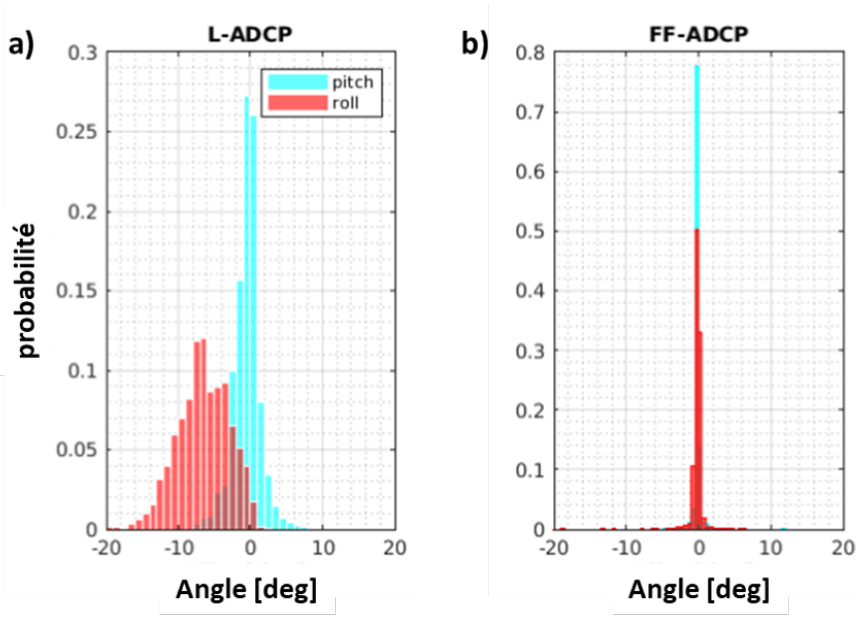

FIGURE 2.10. – Variabilité de l'orientation d'un ADCP (Workhorse 300 kHz) suivant sa méthode de déploiement a) sur carrousel et b) en chute libre.
pitch : angle de tangage, roll : angle de roulis. Les distributions compilent l'ensemble des mesures d'orientation des ADCPs issues de la campagne FUMSECK 2019 (MIO).

La comparaison entre la méthode de déploiement classique en station sur carrousel (L-ADCP, figure 2.10 a) et la technique du FF-ADCP (figure 2.10 b) pour un même type d'ADCP (ici un WorkHorse 300 kHz, RDI) démontre l'apport de cette technique de déploiement au regard de l'amélioration de la stabilité verticale sur l'ensemble de la colonne d'eau. L'orientation verticale du L-ADCP subit une grande variabilité (de plusieurs degrés), tandis que dans la méthode FF-ADCP, les distributions des angles

de tangage et de roulis sont centrées (−0.2°) avec un écart-type bien inférieur, de ±0.6°. Or, la précision de la mesure de courantologie, et plus particulièrement de la composante verticale du courant, bien que corrigée de cette orientation verticale prise par le courantomètre, est largement améliorée par cette stabilité.

La technique FF-ADCP offre une grande stabilité dans le plan horizontal (faible variation du tangage et du roulis) mais surtout sur l'axe vertical. Cette limitation de la force de rappel verticale est essentielle pour la mesure de la composante verticale du courant pour laquelle toute perturbation dans le même axe conduit à une erreur de mesure très importante. Par ailleurs, la courantométrie acoustique offre aussi l'avantage d'une mesure à haute résolution spatiale grâce aux fréquences sonores élevées des ADCPs (généralement 300 à 500 kHz), ainsi qu'à haute résolution temporelle par une cadence d'échantillonnage pouvant atteindre 2 Hz (soit deux mesures par seconde). Toutefois, il est important de noter que la mesure des vitesses verticales océaniques peut être perturbée par un signal biologique, qu'il n'est pas toujours simple de déconvoluer des signaux de courantologie verticale.
Le Chapitre 3 est dédié aux résultats de mesure obtenus par ADCP et par cette technique en *free fall*.

2.4.1.2. Le Vertical Velocity Profiler : VVP

Le *Vertical Velocity Profiler* (VVP) est un profileur océanographique autonome, développé au sein de l'Institut Méditerranéen d'Océanologie (MIO), sur une idée de J.-L. Fuda, dans l'objectif initial d'estimer les vitesses verticales océaniques.
Ce profileur autonome, que nous avons entièrement développé, permet de compléter et d'enrichir les données CTD conventionnelles grâce à un échantillonnage continu et à haute fréquence pendant toute la durée d'une station, en particulier au niveau des couches supérieures qui sont dynamiquement les plus énergétiques et souvent les plus déterminantes pour les interactions physico-biologiques. Le profileur, une fois déployé, effectue de manière autonome une série de cycles successifs de descente/ascension jusqu'à une profondeur prédéfinie, pendant plusieurs heures, en dérivant à proximité du navire. Il est localisé avec précision à chaque fois qu'il remonte à la surface grâce à un traceur GPS SPOT commercial autonome. En outre, la dérive du profileur permet de collecter des informations précieuses sur le courant horizontal moyen autour du navire et de repositionner les mesures du navire dans un référentiel lagrangien.

Le VVP a été inspiré par plusieurs travaux publiés qui exploitent la différence entre la vitesse verticale réelle W_r d'un planeur sous-marin (estimée comme la différence temporelle dP/dt, à partir d'un capteur de pression embarqué) et sa vitesse verticale théorique W_{th} calculée à partir d'un modèle de vol. La vitesse verticale océanique W_{oc} est donc exprimée par la simple différence $W_{oc} = W_r - W_{th}$ en tout point d'échantillonnage le long de la trajectoire du profileur dans la colonne d'eau.
Le fonctionnement conceptuel de notre VVP est donc très proche de celui des gliders sous-marins (figure 2.11).

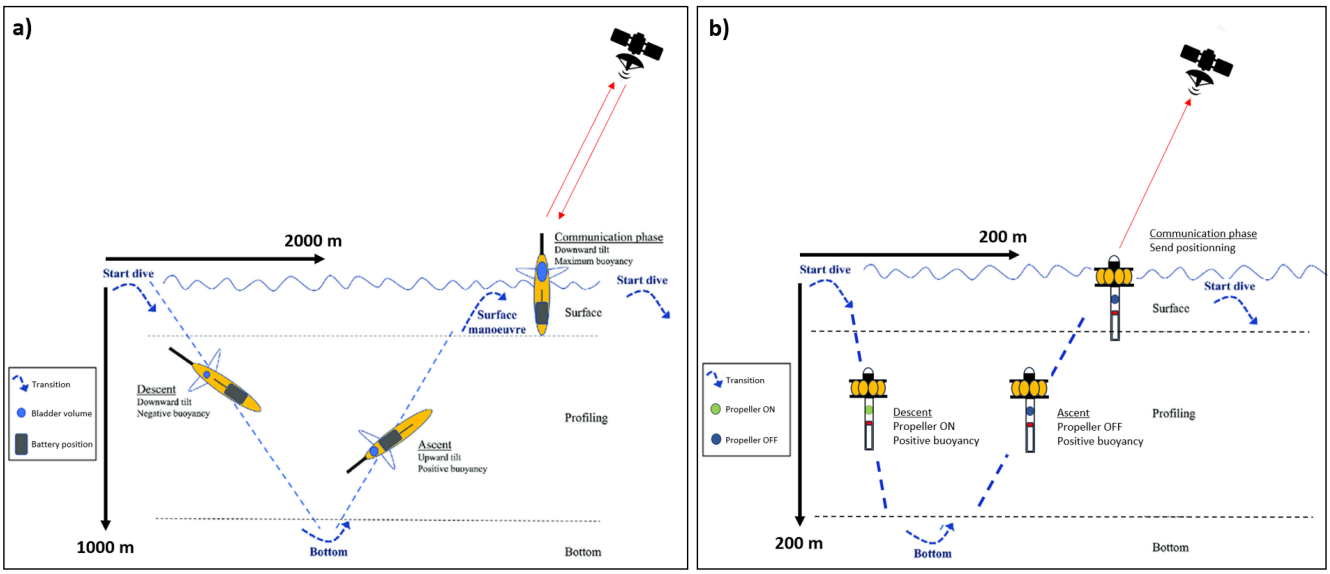

FIGURE 2.11. – a) Illustration du fonctionnement d'un glider sous-marin pour un cycle de plongée (modifiée de CAUCHY et al. 2023).
b) Illustration du fonctionnement du VVP pour un cycle de plongée.

Les éléments constituant le VVP sont illustrés par la figure 2.12.
La partie supérieure du VVP est constituée d'un disque en PVC de 52 cm de diamètre, qui est directement au contact de la colonne d'eau lors de la phase de remontée (i.e. phase de mesure des vitesses verticales) et générant la force de friction. Sous ce grand disque sont fixés six flotteurs résistants jusqu'à 500 m de profondeur et apportant au système sa force de flottabilité. Ils sont maintenus par le bas par un second disque, de diamètre inférieur au premier ($\varnothing$ = 39 cm) afin d'éviter d'ajouter de la surface de friction. Ces disques et flotteurs sont disposés autour d'un caisson étanche contenant l'ensemble du dispositif électronique nécessaire au fonctionnement du VVP (batteries, cartes électroniques, accéléromètre/inclinomètre, balise SPOT, etc.) ainsi qu'un petit

capteur de pression ($\varnothing \approx 2$ cm) directement connecté au système électronique du VVP. La partie inférieure du VVP, composée de quatre tiges filetées en acier inoxydable, offre une structure d'accueil pour une hélice, essentielle à son déplacement autonome ou son maintien à une profondeur de consigne, ainsi que pour différents capteurs de taille adaptée. Jusqu'ici nous avons équipé le VVP d'une sonde CTD (de type RBR concerto), permettant la mesure des paramètres de pression, température et salinité. Nous avons également fixé des ailettes sur chacune de ces tiges, formant ainsi un empennage, offrant de la stabilité au VVP et lui permettant d'être mieux "ancré" dans la masse d'eau échantillonnée.

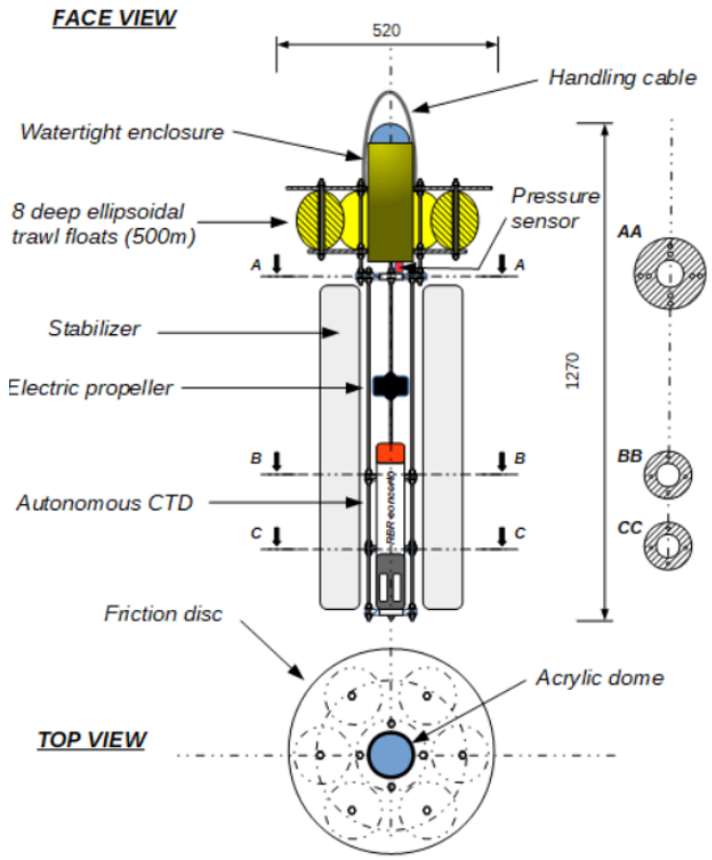

FIGURE 2.12. – Schéma des éléments constitutifs du VVP. Figure tirée de FUDA et al. 2023.

Les avantages principaux de cette méthode de mesure sont sa simplicité, sa fiabilité, son autonomie et son coût opérationnel. En effet, le véhicule (VVP hors sonde CTD) est constitué d'éléments classiques, de qualité éprouvée pour le milieu marin et peu

coûteux dans le commerce. Notons que le VVP est avant tout un véhicule sous-marin, qui, selon les capteurs dont il est équipé, offre la possibilité de mesurer divers paramètres en profils verticaux dans les premières centaines de mètres de la colonne d'eau, tel que le font des véhicules plus onéreux et au fonctionnement/déploiement plus complexe (e.g. glider sous-marin, balise Argo, etc.). C'est donc un atoût majeur pour l'exploitation des capteurs océanographiques, dans un contexte international de recherche qui tend à réduire à la fois son impact environnemental et ses coûts opérationnels. Il convient également de souligner que l'utilisation de ce profileur léger peut être avantageusement étendue à diverses applications côtières, car il fonctionne librement, sans aucun câble. Il peut donc être déployé et récupéré à l'aide d'un bateau modeste, à condition qu'une connexion internet soit disponible via un téléphone mobile local.
Néanmoins, il apparaît important de préciser que la vitesse de remontée du VVP, que nous avons choisie très lente pour une haute résolution, implique un sous-échantillonnage des signaux rapides de vitesses verticales, tels que le passage d'ondes internes omniprésentes dans l'océan.
Le Chapitre 5 est dédié aux résultats de mesure obtenus par cette technique.

2.4.2. ... aux campagnes océanographiques

2.4.2.1. Campagne FUMSECK et séries VVP-Test

La campagne FUMSECK (*Facilities for Updating the Mediterranean Submesoscale Ecosystem Coupling Knowledge*) (BARRILLON 2019), portée par l'Institut Méditerranéen d'Océanologie (MIO), s'est déroulée du 30 avril au 7 mai 2019, en mer Ligure, à bord du navire océanographique *Téthys II*. La mer Ligure se situe dans la partie Nord-Occidentale de la mer Méditerranée, entre les latitudes 43°et 44°N et les longitudes 7°et 10°E. Cette région est semi-fermée, bordée à l'Est par la côte Italienne, et par les côtes françaises (France continentale et Corse) au Nord et au Sud.

La circulation générale de surface dans cette zone d'étude est marquée par une dynamique cyclonique, comme schématisé dans la figure 2.13 (adaptée de MILLOT et al. 2005). Lorsque le courant Ouest-Corse (WCC) et le courant Est-Corse (ECC) se rejoignent, au-delà de 47°N, ils forment un courant côtier intense : le courant Nord (NC), aussi appelé courant Liguro-Provençal. Le NC va ainsi longer l'ensemble de la côte le long du bassin Méditerranéen Nord occidental. Au centre de la mer Ligure, la dynamique générale de surface prend la forme d'une recirculation cyclonique, d'intensité plus faible que la circulation côtière.

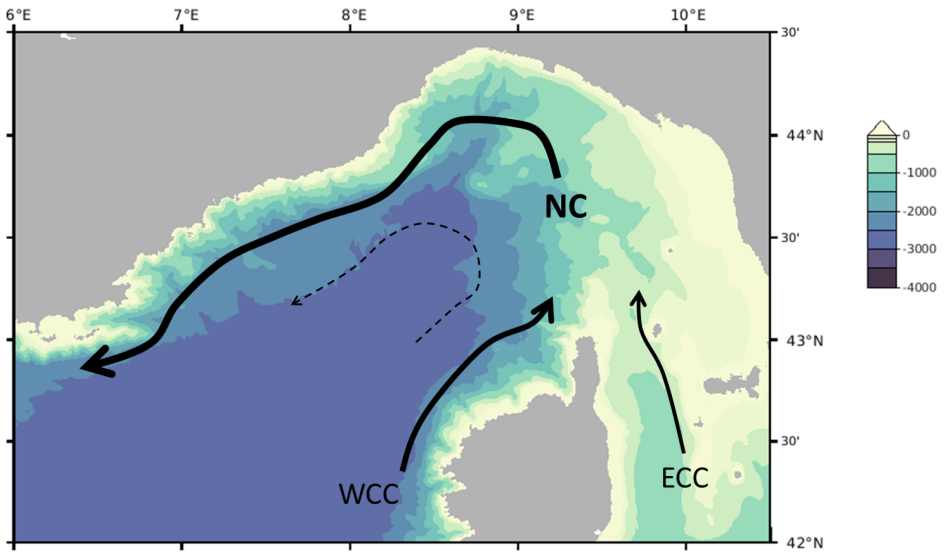

FIGURE 2.13. – Circulation générale des eaux de surface et bathymétrie en mer Ligure, adaptée de MILLOT et al. 2005. *NC : courant Nord, WCC : courant Ouest-Corse, ECC : courant Est-Corse.* La ligne pointillée représente la recirculation cyclonique de surface induite par le WCC et le NC.

La campagne FUMSECK a eu pour objectif de réaliser divers tests technologiques d'instruments océanographiques couramment utilisés lors des campagnes visant à étudier la dynamique de (sous-)mésoéchelle. Le principal volet de cette mission a concerné l'exploration de plusieurs méthodes de mesure de la composante verticale des vitesses du courant par l'utilisation de courantomètres acoustiques à effet Doppler (ADCP, *Acoustic Doppler Current Profiler*), du prototype de profileur de vitesses verticales (VVP, *Vertical Velocity Profiler*, développé au MIO), et d'un glider (de type SeaExplorer).

L'exploration de la mesure des vitesses verticales par les ADCPs a été construite de manière à comparer et évaluer les performances de :

— deux générations de courantomètres : un modèle d'ADCP conventionnel à quatre faisceaux (de type Workhorse) ainsi qu'un ADCP nouvelle génération à cinq faisceaux (de type Sentinel V) ;
— deux méthodes de déploiement : ADCPs fixés sur un carrousel (L-ADCP, *Lowered ADCP*, méthode usuelle), ainsi qu'en chute libre (FF-ADCP, *Free Fall ADCP*).

Un des objectifs au déploiement du glider était la mesure de vitesses verticales par l'interprétation des anomalies de sa vitesse de vol (FRAJKA-WILLIAMS et al. 2011 ; FUDA et al. 2013 ; MARGIRIER et al. 2017). Sa mise à l'eau a eu lieu le premier jour, lors de la première station, puis il a été récupéré en fin de mission, le 6 mai 2019, non loin de son point de déploiement. Il a ainsi effectué un transect aller-retour méridional.

En dernier lieu, la campagne FUMSECK a marqué le début de la mise en place du VVP, notre prototype de profileur de vitesses verticales. Une succession de missions dans la rade de Marseille, baptisées VVP-Tests, lui ont succédé jusqu'en 2023, permettant la poursuite du développement du VVP, tel que décrit dans le Chapitre 5.

Enfin, il est important de souligner qu'au cours de la campagne FUMSECK, une tempête courte mais très intense a forcé l'interruption des opérations d'échantillonnage durant la journée du 5 mai. Cette tempête peut être qualifiée d'exceptionnelle, du fait de son occurrence semi-décennale à décennale pour cette période de l'année dans la région liguro-provençale (BARRILLON et al. 2023). Sachant que la saison printanière est marquée par la stratification de la colonne d'eau associée aux floraisons phytoplanctoniques, cet évènement météorologique, tardif pour la saison, a eu une incidence directe sur la dynamique biogéochimique et biologique de la colonne d'eau, tel que présenté dans le Chapitre 4.

2.4.2.2. Campagne BIOSWOT-Med

La campagne BIOSWOT-Med (https://doi.org/10.17600/18002392), portée par le MIO, s'inscrit dans une démarche de recherche internationale, portée par le consortium SWOT - AdAC (*Surface Water and Ocean Topography - Adopt A Crossover*, partenariat NASA - CNES), autour du lancement du nouveau satellite SWOT, et se concentre sur la Méditerranée occidentale. Une stratégie d'échantillonnage adaptative et lagrangienne a été appliquée, combinée à des méthodologies innovantes permettant d'obtenir des mesures multidisciplinaires à haute résolution spatio-temporelle dans les fauchées du satellite SWOT.

Cette campagne vise à améliorer notre compréhension du couplage entre les processus physiques et les processus biologiques, des virus au zooplancton. Comme les conditions méditerranéennes ainsi que les processus océaniques qui s'y déroulent sont représentatifs d'une grande majorité des océans du monde, cette recherche a une portée mondiale. De plus, cette recherche hautement interdisciplinaire souligne

l'importance des données de la mission SWOT pour les études biogéochimiques et écologiques. Enfin, notre expérience in situ vise également à combler un fossé de longue date entre la modélisation et les observations globales pour évaluer le rôle de la fine échelle océanique sur le système terrestre.

La zone d'étude de la campagne, qui s'est tenue du 20 avril au 15 mai 2023 à bord du navire océanographique *L'Atalante*, se situe aux alentours des îles Baléares (Espagne), avec la majeure partie de l'échantillonnage réalisé au Nord de l'île de Minorque, et une autre partie au Sud.
Les îles Baléares forment une barrière naturelle à la circulation générale de surface dans cette zone (figure 2.14). En effet, le NC descend le long de la côte Est Française puis Espagnole, et se scinde en deux branches. La première poursuit dans la direction Sud, tandis que la seconde est déviée le long des îles Baléares vers le Nord Est, et correspond au courant des Baléares (BC). Cette circulation forme un large gyre cyclonique en Méditerranée Nord occidentale qui génère le front Nord Baléares (NBF) (CRÉPON et al. 1982). Les premières observations du NBF ont été relevées à partir d'images satellite de température de surface (DESCHAMPS et al. 1984), et bien que sa position soit quelque peu variable au cours de l'année sous l'effet du forçage atmosphérique, ce front a une importance primordiale dans le bassin Méditerranéen Occidental. Il forme une frontière hydrologique et dynamique influençant la distribution des différentes communautés biologiques, de la production primaire phytoplanctonique jusqu'aux niveaux trophiques supérieurs.

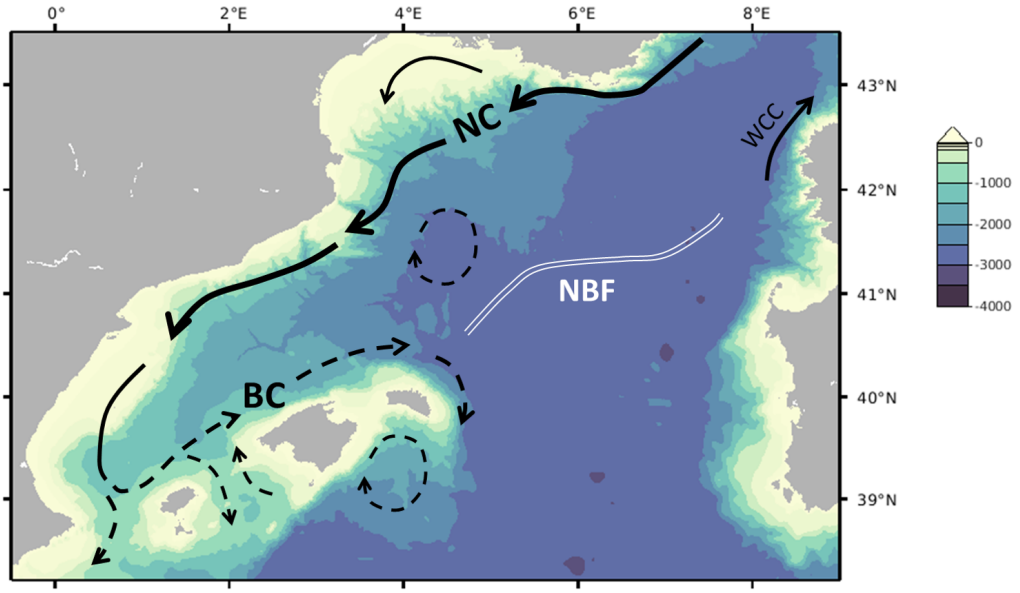

FIGURE 2.14. – Circulation générale des eaux de surface et bathymétrie en mer Méditerranée Nord-Occidentale, adaptée de MILLOT et al. 2005. *NC : courant Nord, BC : courant des Baléares, WCC : courant Ouest-Corse, NBF : Front Nord Baléares.*

Régulièrement, des tourbillons anti-cycloniques se forment, piégés entre le NC et le NBF. Au Sud des îles Baléares, on retrouve aussi la présence de tourbillons anti-cycloniques, détachés des grands tourbillons Algériens formés plus au Sud. Ce sont ces deux zones tourbillonnaires qui ont été échantillonnées lors de la mission BIOSWOT-Med (figure 2.15 a).

Nous avons eu la chance de bénéficier des toutes premières images de SWOT, ainsi que d'une séquence d'images de chlorophylle à haute résolution du satellite Sentinel-3, ce qui nous a permis de valider qualitativement les données SWOT et de co-localiser les caractéristiques des courants géostrophiques issus de SWOT avec les gradients de concentration de chlorophylle (figure 2.15). Pour notre étude adaptative, nous avons ainsi sélectionné une région complexe structurée par un anticyclone de 70 km × 30 km bien centré au milieu de la fauchée SWOT. La bordure Nord de l'anticyclone était en excellent accord avec un fort front de concentration de chlorophylle en surface, suggérant des conditions idéales pour étudier l'impact de la dynamique à fine échelle, et en particulier les mouvements verticaux associés, sur la structure de la communauté phytoplanctonique.

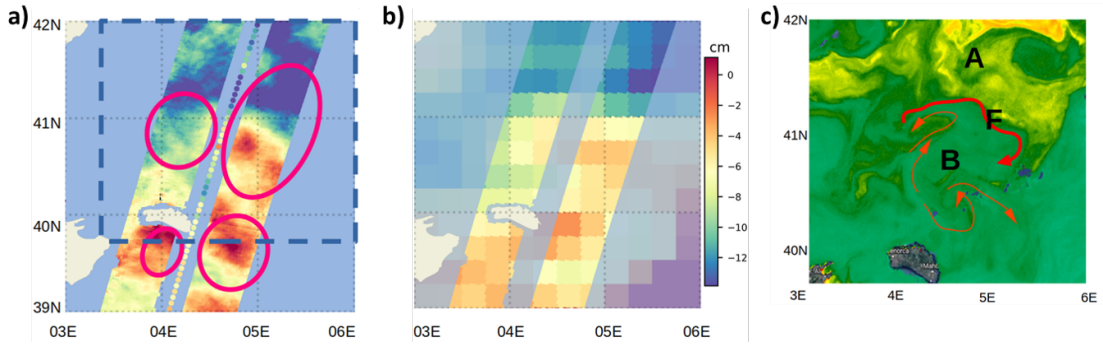

FIGURE 2.15. – Élévation de la surface de la mer mesurée par altimétrie a) SWOT et b) satellite classique. c) Image Sentinel 3 haute résolution de la concentration chlorophyllienne (vert sombre : 0.1 µg/l, orange sombre : 1µg/l) le 21 avril 2023 dans la zone de la campagne BIOSWOT-Med encadrée avec des tirets bleus sur a). Les trois principales zones d'échantillonnage A, F et B sont localisées et superposées aux filaments et fronts de fine échelle représentés par les flèches rouges. (Rapport de campagne BIOSWOT-Med, *in prep*).

Nous avons identifié trois régions : la région "A" correspondant à des eaux atlantiques modifiées avec une salinité plus élevée, une température plus basse et plus productive; la région "B" correspondant à des eaux atlantiques plus récentes, moins salées, plus chaudes et moins productives; et la région "F" correspondant à une zone frontale séparant la région "A" de la région "B" (figure 2.15 c).

Un axe de recherche a été dédié à la mesure in situ des vitesses verticales océaniques durant la campagne. Ceci nous a permis de réaliser les premiers déploiements à grande échelle du FF-ADCP dans sa configuration optimale, c'est-à-dire d'un ADCP à cinq faisceaux en chute libre; couplés à l'utilisation de notre VVP dans sa configuration finale (figure 5.6 c).
La campagne BIOSWOT-Med a ainsi permis de réaliser 38 stations FF-ADCP dédiées à la mesure des vitesses sur la couche 0 - 200 m, pour un total de 191 profils. En parallèle, le VVP a été déployé à 11 reprises, pour un total de 50 profils verticaux.

Bibliographie

BARRILLON, S. (2019). *FUMSECK cruise report, RV Téthys II*. DOI : 10.17600/18001155.

BARRILLON, S., R. FUCHS, A. PETRENKO, C. COMBY et al. (2023). « Phytoplankton reaction to an intense storm in the north-western Mediterranean Sea ». In : *Biogeosciences* 20, p. 141-161. DOI : 10.5194/bg-20-141-2023.

BOWER, A. S. et T. ROSSBY (1989). « Evidence of cross-frontal exchange processes in the Gulf Stream based in isopycnal RAFOS float data ». In : *Journal of Physical Oceanography* 19, p. 1177-1190.

CAPET, X., J. C. MCWILLIAMS, M. J. MOLEMAKER et A. F. SHCHEPETKIN (2008). « Mesoscale to submesoscale transition in the California current system. Part II : frontal processes ». In : *J. Phys. Oceanogr.* 38, p. 44-64. DOI : 10.1175/2007JPO3671.1.

CAUCHY, P., K. HEYWOOD, N. MERCHANT, D. RISCH et al. (2023). « Gliders for passive acoustic monitoring of the oceanic environment ». In : *Frontiers in Remote Sensing* 4. DOI : 10.3389/frsen.2023.1106533.

CRÉPON, M., L. WALD et J. M. MONGET (1982). « Low-frequency waves in the Ligurian Sea during December 1977 ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 87.C1, p. 595-600. DOI : 10.1029/JC087iC01p00595.

D'ASARO, E., A. SHCHERBINA, J. KLYMAK, J. MOLEMAKER et al. (2018). « Ocean convergence and the dispersion of flotsam ». In : *Proceedings of the National Academy of Sciences* 115, p. 201718453. DOI : 10.1073/pnas.1718453115.

D'OVIDIO, F., S. D. MONTE, S. ALVAIN, Y. DANDONNEAUB et al. (2010). « Fluid dynamical niches of phytoplankton types ». In : *Proc Natl Acad Sci U S A* 107, p. 18366-18370. DOI : 10.1073/pnas.1004620107.

DESCHAMPS, P. Y., R. FROUIN et M. CRÉPON (1984). « Sea surface temperatures of the coastal zones of France observed by the HCMM satellite ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 89.C5, p. 8123-8149. DOI : 10.1029/JC089iC05p08123.

DICKEY, T. D. (2003). « Emerging ocean observations for interdisciplinary data assimilation systems ». In : *Journal of Marine Systems* 40-41, p. 5-48. ISSN : 0924-7963. DOI : 10.1016/S0924-7963(03)00011-3.

FALKOWSKI, P. G., D. ZIEMANN, Z. KOLBER et P. K. BIENFANG (1991). « Role of eddy pumping in enhancing primary production in the ocean ». In : *Nature* 352, p. 55. DOI : 10.1038/352055a0.

FASSBENDER, A. J., A. BOURBONNAIS, S. CLAYTON, P. GAUBE et al. (2018). « Interpreting mosaics of ocean biogeochemistry ». In : *Eos* 99. DOI : 10.1029/2018EO109707.

FIEUX, M., R. MOLCARD et R. MORROW (2005). « Water properties and transport of the Leeuwin Current and eddies off Western Australia ». In : *Deep-Sea Research I* 52, p. 1617-1635. DOI : 10.1016/j.dsr.2005.03.013.

FRAJKA-WILLIAMS, E., C. C. ERIKSEN, P. B. RHINES et R. R. HARCOURT (2011). « Determining vertical water velocities from seaglider ». In : *J. Atmos. Oceanic Technol.* 28, p. 1641-1656. DOI : 10.1175/2011JTECHO830.1.

FUDA, J. -L., S. BARRILLON, C. COMBY, A. DOGLIOLI et al. (2023). « Estimating ocean vertical velocities using an autonomous multipurpose profiler ». In : *2023 IEEE*

International Workshop on Metrology for the Sea; Learning to Measure Sea Health Parameters (MetroSea), p. 6-10. DOI : 10.1109/MetroSea58055.2023.10317407.

FUDA, J. -L., F. MARIN, F. DURAND et T. TERRE (2013). « Diagnosing ocean vertical velocities off New Caledonia from a SPRAY glider ». In : *Geophys. Res. Abstracts* 15. EGU2013-9721.

GIORDANI, H., L. PRIEUR et G. CANIAUX (2006). « Advanced insights into sources of vertical velocity in the ocean ». In : *Ocean Dyn.* 56, p. 513-524. DOI : 10.1007/s10236-005-0050-1.

LEHAHN, Y., F. D'OVIDIO, M. LEY et E. HEIFETZ (2007). « Stirring of the northeast Atlantic spring bloom : a Lagrangian analysis based on multi-satellite data ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 112, p. C08005. DOI : 10.1029/2006JC003927.

LÉVY, M., P. J. S. FRANKS et K. S. SMITH (2018). « The role of submesoscale currents in structuring marine ecosystems ». In : *Nat. Commun.* 9, p. 4758. DOI : 10.1038/s41467-018-07059-3.

LÉVY, M., D. IOVINO, L. RESPLANDY, P. KLEIN et al. (2012). « Large-scale impacts of submesoscale dynamics on phytoplankton : Local and remote effects ». In : *Ocean Modelling* 43, p. 77-93. DOI : 10.1016/j.ocemod.2011.12.003.

LINDSTROM, S. S. et D. R. WATTS (1994). « Vertical motion in the Gulf Stream Near 68°W ». In : *J. Phys. Oceanogr.* 24, p. 2321-2333.

LONGHURST, A., S. SATHYENDRANATH, T. PLATT et C. CAVERHILL (1995). « An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data ». In : *Frontiers in Remote Sensing* 4, p. 1245-1271. DOI : 10.3389/frsen.2023.1106533.

MAHADEVAN, A. (2016). « The impact of submesoscale physics on primary productivity of plankton ». In : *Annu. Rev. Mar. Sci.* 8, p. 161-184. DOI : 10.1146/annurev-marine-010814-015912.

MAHADEVAN, A. et A. TANDON (2006). « An analysis of mechanisms for submesoscale vertical motion at ocean fronts ». In : *Ocean Modelling* 14, p. 241-256. DOI : 10.1016/j.ocemod.2006.05.006.

MARANON, E., M. J. BEHRENFELD, N. GONZÁLEZ-BENÍTEZ, B. MOURINO et al. (2003). « High variability of primary production in oligotrophic waters of the Atlantic Ocean : Uncoupling from phytoplankton biomass and size structure ». In : *Marine Ecology Progress Series* 257, p. 1-11. DOI : 10.3354/meps257001.

MARGIRIER, F., A. BOSSE, P. TESTOR, B. L'HÉVÉDER et al. (2017). « Characterization of convective plumes associated with oceanic deep convection in the Northwestern Mediterranean from high-resolution in situ data collected by gliders ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 122, p. 9814-9826. DOI : 10.1002/2016JC012633.

MCGILLICUDDY, D. J. (2016). « Mechanisms of Physical-Biological-Biogeochemical Interaction at the Oceanic Mesoscale ». In : *Annu. Rev. Mar. Sci.* 8, p. 125-159. DOI : 10.1146/annurev-marine-010814-015606.

MCWILLIAMS, J. C. (2016). « Submesoscale currents in the ocean ». In : *Proc. Roy. Soc. A* 472, p. 20160117. DOI : 10.1098/rspa.2016.0117.

MCWILLIAMS, J. C., J. GULA et M. J. MOLEMAKER (2019). « The Gulf Stream north wall : ageostrophic circulation and frontogenesis ». In : *J. Phys. Oceanogr.* 49, p. 893-916. DOI : 10.1175/JPO-D-18-0203.1.

MERCKELBACH, L., D. SMEED et G. GRIFFITHS (2010). « Vertical water velocities from underwater gliders ». In : *J. Atmos. Oceanic Technol.* 27, p. 547-563. DOI : 10.1175/2009JTECHO710.1.

MILLOT, C. et I. TAUPIER-LETAGE (2005). « Circulation in the Mediterranean Sea ». In : *The Mediterranean Sea*. Sous la dir. d'Alain SALIOT. Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg, p. 29-66. ISBN : 978-3-540-31492-9. DOI : 10.1007/b107143. URL : https://doi.org/10.1007/b107143.

MOLEMAKER, M. J., J. C. MCWILLIAMS et X. CAPET (2010). « Balanced and unbalanced routes to dissipation in an equilibrated Eady flow ». In : *Journal of Fluid Mechanics* 654, p. 35-63. DOI : 10.1017/S0022112009993272.

MORROW, R., F. FANG, M. FIEUX et R. MOLCARD (2003). « Anatomy of three warm-core Leeuwin Current eddies ». In : *Deep-Sea Research II* 50, p. 2229-2243. DOI : 10.1016/S0967-0645(03)00054-7.

ROUSSELET, L., A. M. DOGLIOLI, A. de VERNEIL, A. PIETRI et al. (2019). « Vertical Motions and Their Effects on a Biogeochemical Tracer in a Cyclonic Structure Finely Observed in the Ligurian Sea ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 124.6, p. 3561-3574. DOI : 10.1029/2018JC014392.

RUDNICK, D. L. (1996). « Intensive Surveys of the Azores Front 2. Inferring the Geostrophic and Vertical Velocity Fields ». In : *Journal of Geophysical Research* 101, p. 16, 291-16, 303.

SCHOTT, F. et K. D. LEAMAN (1991). « Observations with moored acoustic Doppler current profilers in the convection regime in the Golfe du Lion ». In : *Journal of Physical Oceanography* 21, p. 558-574.

SCHOTT, F., M. VISBECK, U. SEND, J. FISCHER et al. (1996). « Observations of deep convection in the Gulf of Lions, Northern Mediterranean during the winter of 1991/92 ». In : *Journal of Physical Oceanography* 26, p. 505-524.

TARRY, D. R., S. ESSINK, A. PASCUAL, S. RUIZ et al. (2021). « Frontal convergence and vertical velocity measured by drifters in the Alboran Sea ». In : *Journal of Geophysical Research* 126. DOI : 10.1029/2020JC016614.

TAUCHER, J., J. ARÍSTEGUI, L. T. BACH, W. GUAN et al. (2018). « Response of Subtropical Phytoplankton Communities to Ocean Acidification Under Oligotrophic Conditions and During Nutrient Fertilization ». In : *Frontiers in Marine Science* 5. ISSN : 2296-7745. DOI : 10.3389/fmars.2018.00330.

THOMAS, L. N., A. TANDON et A. MAHADEVAN (jan. 2008). « Submesoscale processes and dynamics ». In : *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series* 177, p. 17-38. DOI : 10.1029/177GM04.

THURNHERR, A. M. (2011). « Vertical velocity from LADCP data ». In : *IEEE/OES 10th Current, Waves and Turbulence Measurements (CWTM)*. Monterey, CA, p. 198-204.

TZORTZIS, R., A. M. DOGLIOLI, S. BARRILLON, A. A. PETRENKO et al. (2021). « Impact of moderately energetic fine-scale dynamics on the phytoplankton community structure in the western Mediterranean Sea ». In : *Biogeosciences* 18, p. 6455-6477. DOI : 10.5194/bg-18-6455-2021.

YU, X., A. C. N. GARABATO, A. P. MARTIN, C. E. BUCKINGHAM et al. (2019). « An Annual Cycle of Submesoscale Vertical Flow and Restratification in the Upper Ocean ». In :

Journal of Physical Oceanography 49, p. 1439-1461. DOI : 10.1175/JPO-D-18-0253.1.

Chapitre 3

Mesure in situ des vitesses verticales par ADCP et nouvelle méthodologie *Free Fall* ADCP

Sommaire

3.1 Avant-propos 38
3.2 Introduction 38
3.3 Matériel et méthodes 41
3.3.1 Méthodes d'échantillonnage 41
3.3.2 Traitement des données issues des ADCPs conventionnels . . . 44
3.3.3 Traitement des données issues des ADCPs de nouvelle génération 51
3.4 Résultats 55
3.4.1 ADCP et déploiement conventionnels 55
3.4.2 ADCP de nouvelle génération et déploiement conventionnel . . 58
3.4.3 ADCP conventionnel et déploiement en chute libre 60
3.5 Estimation de la propagation d'erreur 61
3.5.1 Méthode de propagation d'erreur 61
3.5.2 Étude des erreurs propagées 63
3.6 Discussion 65
3.7 Conclusion 69
Bibliographie 72

3.1. Avant-propos

Article publié dans Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, traduction en français.

Measuring vertical velocities with ADCPs in low-energy ocean

Caroline Comby[1], Stéphanie Barrillon[1], Jean-Luc Fuda[1], Andrea M. Doglioli[1], Roxane Tzortzis[1], Gérald Grégori[1], Melilotus Thyssen[1] and Anne A. Petrenko[1]

Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2022, 39 (11), pp.1669-1684, https://doi.org/10.1175/JTECH-D-21-0180.1

Cette étude prend appui sur les données issues de la campagne FUMSECK, décrite dans la section 2.4.2.1. L'article est structuré comme suit. Dans la section 3.3, après une description générale de la méthodologie d'échantillonnage développée pour la campagne FUMSECK, nous présentons une méthode unique, améliorée et généralisée de traitement des données acoustiques pour la mesure des vitesses verticales. Dans la section 3.4, nous analysons les mesures ADCPs acquises avec quatre méthodes différentes et exposons les résultats dans la section 3.6. Le principal résultat de ce travail est de recommander une méthodologie robuste et sensible pour la mesure de vitesses verticales de l'ordre de plusieurs 10^{-3} à 10^{-2} m s^{-1}. Cette étude est consolidée par une analyse détaillée des potentielles sources d'erreur dans les mesures (section 3.5).

3.2. Introduction

L'étude des vitesses verticales océaniques suscite un intérêt croissant dans la communauté océanographique. Nombre de ces études sont menées dans des régions océaniques dynamiques. Les vitesses verticales océaniques sont généralement estimées par l'équation oméga, ci-après notée équation-ω (TINTORÉ et al. 1991 ; POLLARD et al. 1992 ; FIEKAS et al. 1994 ; STRASS 1994 ; PINOT et al. 1996 ; SHEARMAN et al. 1999 ; ALLEN et al. 2001 ; GIORDANI et al. 2006 ; CANUTO et al. 2017). Selon ces études, réalisées dans des zones de circulation à haute énergie (côte Californienne, mer d'Alboran, Atlantique Nord-Est durant la saison hivernale, etc.), les auteurs rapportent des vitesses verticales de 4−40 m $jour^{-1}$ (10^{-5}−10^{-4} m s^{-1}). YU et al. (2019) ont utilisé l'équation de densité non diffusive pour les mesures effectuées sur des mouillages fixes et ont estimé des vitesses verticales de sous-mésoéchelle de 38.0 ± 6.9 m $jour^{-1}$ (10^{-4} m s^{-1}).

LINDSTROM et al. (1994) ont utilisé, entre autres méthodes comparatives, l'équation de la chaleur et l'équation du vent thermique en combinant les mesures de température et de courant. Sur le bord Est du Gulf Stream, ces auteurs ont estimé des vitesses verticales atteignant des valeurs de $1-2 \times 10^{-3}$ m s^{-1}, avec de rares valeurs atteignant jusqu'à 3×10^{-3} m s^{-1}.

Dans la littérature, de nombreux auteurs intègrent directement les mesures de déplacement vertical de leurs dériveurs lagrangiens, et obtiennent des vitesses verticales estimées entre 10^{-3} et 10^{-2} m s^{-1} (BOWER et al. 1989 ; LINDSTROM et al. 1994 ; STEFFEN et al. 2002 ; D'ASARO et al. 2017). D'autres auteurs analysent les anomalies de vitesse verticale des gliders par rapport à leur modèle de vol (MERCKELBACH et al. 2010 ; FRAJKA-WILLIAMS et al. 2011 ; FUDA et al. 2013 ; MARGIRIER et al. 2017). Selon ces études, les auteurs déterminent des vitesses verticales moyennes de $1-6 \times 10^{-2}$ m s^{-1}. Pour de rares évènements de convection profonde, les vitesses verticales océaniques atteignent 0.1 m s^{-1} selon MERCKELBACH et al. (2010) et 0.18 m s^{-1} selon MARGIRIER et al. (2017). Ces techniques, basées sur l'intégration du déplacement vertical d'instruments immergés, sont peu répandues mais permettent de mesurer des vitesses verticales allant de 10^{-3} à 10^{-1} m s^{-1}.
La mesure directe in situ des vitesses verticales avec des courantomètres est plutôt limitée dans la littérature (THURNHERR 2011 ; D'ASARO et al. 2017 ; TARRY et al. 2021). Pour les études locales dans les régions à forts déplacements verticaux, les vitesses verticales sont assez bien caractérisées. Par exemple, la convection hivernale profonde dans SCHOTT et al. (1991) et SCHOTT et al. (1996) est estimée aux alentours de $0.05 - 0.1$ m s^{-1}, ou les fortes ondes internes dans LIEN et al. (2005) jusqu'à 0.2 m s^{-1}. Cependant, pour les régions océaniques à faible énergie, qui représentent la majorité de l'océan mondial, la mesure directe in situ des vitesses verticales reste actuellement l'un des plus grands défis de l'océanographie physique.
Dans cette étude, nous estimons les vitesses verticales à partir d'une méthode adaptée à une région de faible énergie caractérisée par des structures de fine échelle, où nous nous attendions à des vitesses verticales de l'ordre de quelques mm s^{-1}. Les fines échelles, regroupant mésoéchelle et sous-mésoéchelle, sont caractérisées par une échelle spatiale horizontale allant de 1 à 100 km, une échelle spatiale verticale pouvant s'étendre de 0.1 à 1 km de profondeur (THOMAS et al. 2008 ; MCWILLIAMS 2016 ; RUIZ et al. 2019), ainsi qu'une durée de vie allant de quelques jours à quelques semaines pour les processus physiques et biologiques générés dans ces structures (GIORDANI

et al. 2006; FERRARI et al. 2009). En outre, un nombre de Rossby proche de l'unité (Ro $\approx$ 1) est typique des processus à fine échelle et implique une circulation océanique qui s'écarte de l'équilibre géostrophique avec l'émergence de vitesses verticales (KLEIN et al. 2009; MAHADEVAN et al. 2006; SASAKI et al. 2014). L'intérêt général pour les fines échelles et, plus précisément, pour la détermination des vitesses verticales, s'explique par leur rôle clé dans l'équilibre océanique global et leur impact sur le transfert vertical des nutriments et le bilan de carbone malgré leur faible intensité (MARTIN et al. 2001; LÉVY et al. 2012; MAHADEVAN 2016; MCGILLICUDDY 2016; LÉVY et al. 2018; ROUSSELET et al. 2019; BOYD et al. 2019). Avec les enjeux croissants du réchauffement climatique lié au forçage du cycle du carbone par les activités anthropiques, l'estimation des vitesses verticales devient une information essentielle pour une meilleure représentation des bilans biogéochimiques.

La mission franco-américaine SWOT (*Surface and Water Ocean Topography*) permettra de réaliser des mesures altimétriques à très haute résolution spatio-temporelle, ouvrant la possibilité d'évaluer la vitesse verticale par satellite (QIU et al. 2020). Ces vitesses verticales dérivées de SWOT devront être comparées aux mesures in situ. Ainsi, dans le cadre de BIOSWOT, une composante du projet SWOT, nous visons à développer des instruments et des méthodologies dédiés à la mesure de la vitesse verticale. L'objectif principal de BIOSWOT est d'étudier le couplage à petite échelle entre la physique et la biologie. L'Institut Méditerranéen d'Océanologie (MIO) a été l'instigateur principal de deux courtes campagnes préparatoires à BIOSWOT (OSCAHR 2015 et FUMSECK 2019). En 2015, lors de la campagne *Observing Submesoscale Coupling At High Resolution* (OSCAHR, DOGLIOLI 2015), une structure à fine échelle située en mer Ligure (Nord-Est de la Méditerranée occidentale) a été étudiée et un lien entre la biologie et les vitesses verticales obtenues avec l'équation-ω (ROUSSELET 2018) a été mis en évidence.

La présente étude a été réalisée dans le cadre de la campagne *Facilities for Updating the Mediterranean Submesoscale Ecosystem Coupling Knowledge* (FUMSECK, BARRILLON 2019), de retour dans cette même région. L'un des principaux objectifs de cette deuxième campagne, réalisée au printemps 2019 en mer Ligure, était de mesurer directement la composante verticale du courant dans la couche de surface de l'océan en déployant des instruments classiques ainsi que de nouveaux prototypes.

Les différents ensembles de données acquis au cours de la campagne FUMSECK visent à obtenir une mesure directe in situ basée sur quatre méthodes différentes à l'aide de trois profileurs de courant acoustiques à effet Dopper (*Acoustic Doppler Cur-*

rent Profiler, ADCP) : deux Workhorses classiques et un Sentinel V (ADCP de nouvelle génération fournissant deux types de mesures de vitesse verticale), et finalement, à comparer les quatre méthodes.

3.3. Matériel et méthodes

3.3.1. Méthodes d'échantillonnage

La campagne FUMSECK s'est déroulée du 30 avril au 7 mai 2019, en mer Ligure (figure 3.1). Trois ADCP, développés par Teledyne RD Instrument, ont été utilisés in situ au cours de cette étude : (i) deux Workhorse 300 kHz (ADCP possédant les quatre faisceaux standard), déployés selon une méthode chacun (soit fixé sur un carrousel [package CTD-ADCP], soit lâché en chute libre), et (ii) un Sentinel V 500 kHz (ADCP possédant un cinquième faisceau vertical pour mesurer directement la composante verticale du courant, en plus des quatre faisceaux conventionnels). Les mesures de courantologie verticale ont été réalisées en station, c'est-à-dire géolocalisées en un point fixe et dans les 200 premiers mètres de la colonne d'eau. Au total, six stations "vitesses verticales" ont été déterminées, pour lesquelles trois techniques différentes de mesure des vitesses verticales ont été évaluées (figure 3.1). La première met en œuvre l'un des ADCPs classiques à quatre faisceaux déployé sur carrousel. La seconde fait intervenir le nouvel ADCP à cinq faisceaux fixé sur carrousel. Et la troisième s'appuie sur le déploiement du second ADCP à quatre faisceaux en chute libre.
Dans ce chapitre, nous définissons les "ADCPs conventionnels" comme l'ensemble des ADCPs possédant quatre faisceaux acoustiques, et nous employons le terme "ADCPs de nouvelle génération" afin de nous référer aux ADCPs possédant un cinquième faisceau vertical.

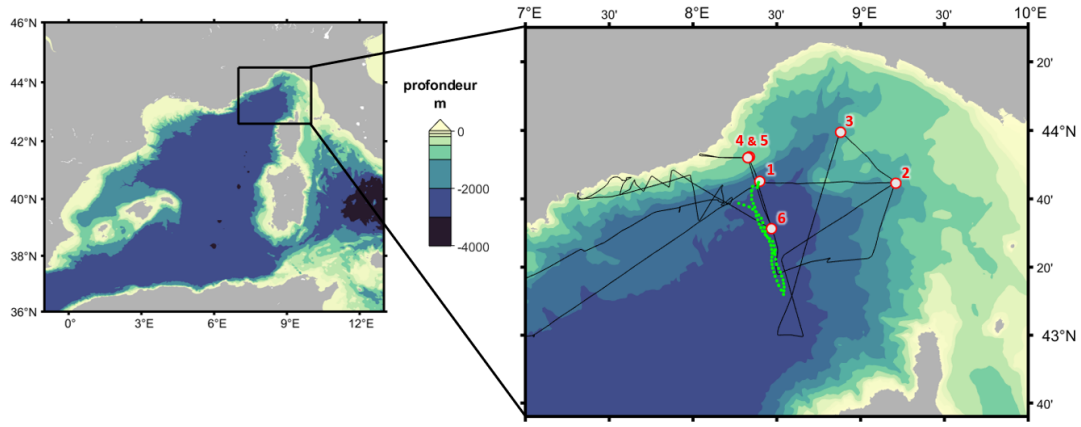

FIGURE 3.1. – Carte bathymétrique de la campagne FUMSECK. Les stations "vitesses verticales" sont représentées par des cercles rouges et la trajectoire du glider SeaExplorer est indiquée en pointillés verts. Ces données sont superposées à la trajectoire du navire océanographique *Tethys II* durant la campagne (trait noir), du 30 avril au 7 mai 2019.

Pour simplifier la lecture par la suite, nous utiliserons les termes suivants pour distinguer à la fois les instruments et leur mode d'utilisation :

— L-ADCP, correspondant au Workhorse fixé au carrousel ;
— L-V4, correspondant aux mesures des quatre faisceaux conventionnels du Sentinel V fixé au carrousel ;
— L-V5th, correspondant aux mesures du cinquième faisceau (faisceau vertical) du même Sentinel V fixé au carrousel ;
— FF-ADCP, correspondant au Workhorse utilisé en chute libre.

Le L-ADCP et le Sentinel V ont été fixés sous une sonde de conductivité-température-profondeur (CTD) SeaBird SBE 911 (fréquence d'acquisition à 24 Hz), et utilisés, un seul ADCP à la fois, pour effectuer des profils dans les 150 premiers mètres de la colonne d'eau lors de six stations "vitesses verticales". Les deux types d'ADCPs ont la même fréquence d'échantillonnage des données de 1 Hz. Le FF-ADCP a été associé à une sonde CTD RBR concerto (https://rbr-global.com/products/standard-loggers/rbrduo-ct) dont la fréquence d'échantillonnage a été réglée pour correspondre à celle de l'ADCP Workhorse (1 Hz). De plus, tous les instruments ont été paramétrés pour effectuer des mesures de vitesse verticale dans des cellules de 5 m d'épaisseur.

Notons que l'emplacement des stations a été décidé de manière à quadriller la

zone d'étude en effectuant des transects en forme de papillon, comme le montre la figure 3.1. De plus, le positionnement des stations a été choisi pour échantillonner des situations variées, dans une région caractérisée par une recirculation cyclonique de faible énergie (ASTRALDI et al. 1990 ; MILLOT 1999 ; ROUSSELET et al. 2019), délimitée par un courant côtier en direction du Sud-Ouest (le courant Nord) (MILLOT 1999 ; PETRENKO 2003 ; MELONI et al. 2019).

Les mesures en station ont d'abord été réalisées avec une immersion du carrousel portant l'ensemble CTD-ADCP (figure 3.2 a) à une profondeur fixe (environ 10 m) pendant 10 min, suivie de trois profils verticaux successifs entre la surface et 150 m. Cette technique d'échantillonnage est utilisée depuis plusieurs décennies pour établir des profils verticaux de courants horizontaux (WELLER et al. 1990 ; FIRING et al. 1990 ; FISCHER et al. 1993 ; POLZIN et al. 2002), mais n'a que rarement été appliquée spécifiquement pour la mesure des vitesses verticales (THURNHERR 2011). Pour éviter toute interférence acoustique entre les deux instruments immergés, le L-ADCP et le Sentinel V ont été utilisés alternativement lors de chacune des stations pendant la campagne.

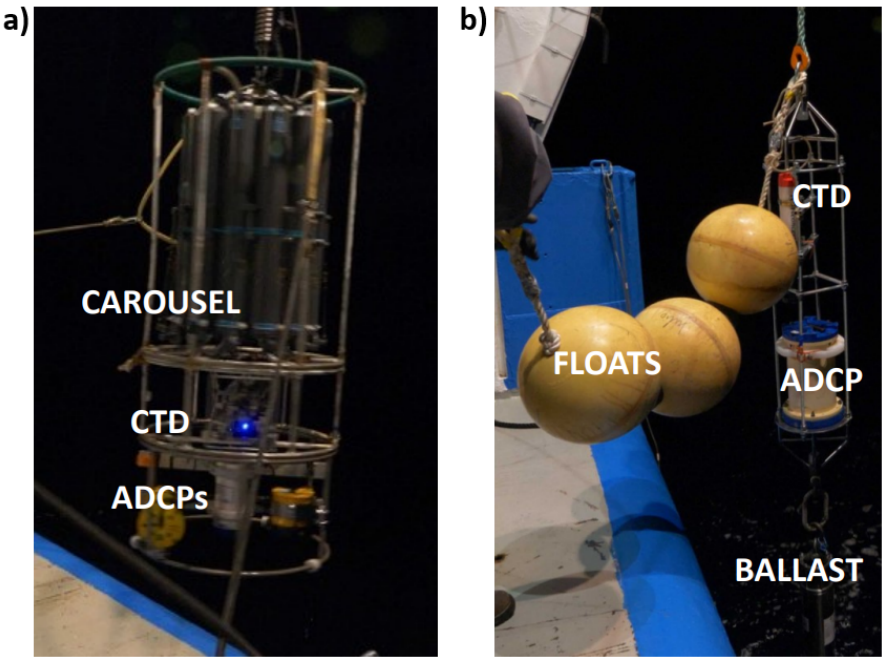

FIGURE 3.2. – Configuration du déploiement des ADCPs pour (a) la technique sur carrousel, (b) la technique en chute libre.

Après ces mesures, des séries de trois à cinq profils ont été réalisées avec l'ADCP en chute libre (FF-ADCP). Le FF-ADCP, également associé à une sonde CTD (figure 3.2 b), était relié au navire par une simple corde avec suffisamment de mou pour permettre à l'ensemble de chuter librement dans la colonne d'eau, avant d'être remonté à la surface grâce à la corde.

Notons que la première station (station 1) n'a pas été échantillonnée avec le FF-ADCP, et qu'une autre station (station 4) a été échantillonnée uniquement avec le Sentinel V et le FF-ADCP, en raison d'une houle trop forte pour effectuer en toute sécurité le deuxième échantillonnage avec le L-ADCP.

3.3.2. Traitement des données issues des ADCPs conventionnels

Lorsque l'ADCP est immergé dans la colonne d'eau, son orientation est libre de dévier de la verticale gravimétrique en raison de plusieurs forces qui lui sont appliquées. En particulier, lorsque les instruments sont reliés au bateau par le câble électro-porteur, la force de rappel du bateau, ainsi que les forces dues aux courants horizontaux et à la houle, agissent sur l'ensemble, en plus de son poids. Toutes ces forces agissant sur l'ensemble d'instruments provoquent des déviations par rapport à la verticale gravimétrique qui doivent être prises en compte lors du traitement des données provenant des ADCPs. Si cette déviation n'est pas prise en compte, des erreurs sont propagées dans le calcul de la composante verticale océanique. La chaîne d'analyse décrite ci-dessous corrige ces anomalies, soustrait la vitesse verticale de l'instrument et la synchronise avec les données issues de la CTD.

Étapes 0 et 1 : préparation des jeux de données

Avant d'effectuer tout traitement sur les mesures, des étapes préliminaires sont réalisées.
En effet, la méthode d'analyse faisant intervenir deux jeux de données (données CTD et ADCP), il est indispensable de synchroniser ces deux séquences (étape 0).
Pour ce faire, si l'acquisition des données par la sonde CTD se fait à une fréquence plus élevée que celle de l'ADCP (e.g. CTD Sea-Bird à 24 Hz, ADCP Workhorse et Sentinel V à 1 Hz), un lissage temporel sur une période similaire à la fréquence d'acquisition de

l'ADCP (ici 1 Hz) est appliqué à la séquence CTD.

Ensuite, les séquences CTD et ADCP sont systématiquement synchronisées dans le temps avec la méthode suivante : (i) la distribution des différences de pression entre les deux séries de données est évaluée en fonction d'un décalage temporel imposé à l'une des séquences (figure 3.3 a), (ii) la synchronisation est considérée comme optimale lorsque l'écart-type de cette distribution est minimal (figure 3.3 b). Une grande attention est portée aux éventuels manques de données dans les séries temporelles de chaque instrument, qui induiraient la désynchronisation des données subséquentes.

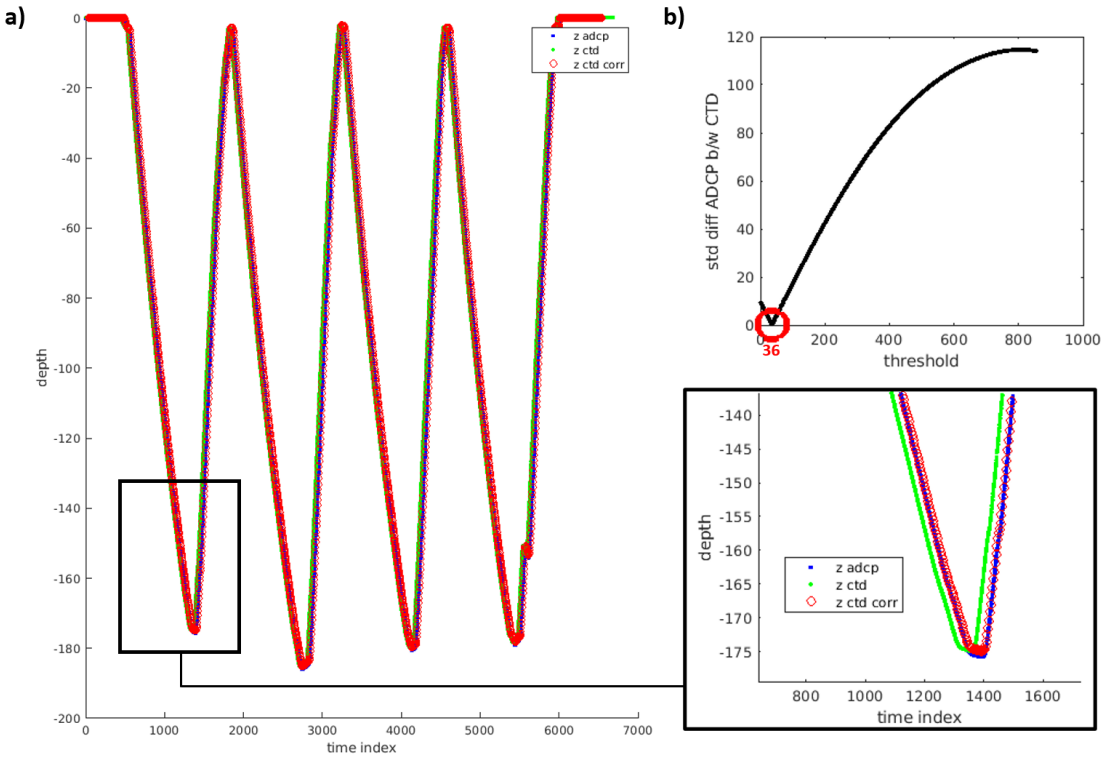

FIGURE 3.3. – a) Illustration de la synchronisation des séquences de données de pression mesurées par ADCP (en bleu) et CTD (en vert). La séquence de données de pression CTD synchronisée sur la séquence de pression de l'ADCP est représentée en rouge.
b) Distribution des écarts-types des différences de pression entre les séquences ADCP et CTD en fonction du décalage imposé. L'indice de synchronisation correspond à la valeur minimale, repérée par le cercle rouge.

Ensuite, selon différents critères de qualité, une sélection des données est appliquée afin d'écarter les mesures potentiellement erronées (étape 1). Ces critères de qualité sont basés sur les éléments suivants :

— Une intensité d'écho rétrodiffusé supérieure à 40 *counts*. Cette limite inférieure est fixée par le fabricant de l'instrument RDI. Les *counts* représentent une échelle linéaire sur laquelle l'intensité de l'écho rétrodiffusé est codée, et le seuil de 40 *counts* équivaut à environ 16% de l'intensité du signal émis.

— Une corrélation entre le signal émis et le signal rétrodiffusé supérieure à 64 *counts*. Cette limite inférieure est fixée par le fabricant de l'instrument RDI. Les *counts* représentent ici une échelle linéaire sur laquelle est codée la corrélation des signaux, et le seuil de 64 *counts* correspond à environ 25% de corrélation. Ce seuil de corrélation permet également de localiser d'éventuels enregistrements d'interférences acoustiques par des diminutions ponctuelles de la valeur de corrélation. En présence d'interférences acoustiques, ces diminutions ponctuelles se propagent à vitesse constante, ce qui permet de les identifier puis de les supprimer.

— Une erreur de vitesse verticale inférieure à 0.1 m s^{-1}. Deux estimations de la vitesse verticale étant calculées par les deux paires de faisceaux opposés, l'erreur de vitesse verticale est définie comme la différence entre les deux estimations.

Étape 2 : changement de référentiel et projection verticale

Comme mentionné ci-dessus, lorsque l'ADCP est immergé dans la colonne d'eau, son axe vertical est libre de dévier de la verticale gravimétrique. Le compas magnétique intégré à l'ADCP permet de déterminer l'orientation de l'instrument dans la colonne d'eau. Cette orientation est caractérisée par trois angles d'attitude, également appelés angles de cardan : le tangage (θ_{P}, car P pour *pitch* en anglais), le roulis (θ_{R}, car R pour *roll* en anglais) et le cap (θ_{H}, car H pour *heading* en anglais).

L'enregistrement des vitesses verticales par les quatre faisceaux ayant été configuré en coordonnées terrestres (w_{t}, référentiel terrestre), ces données doivent être associées aux profondeurs appropriées dans le même référentiel. Pour obtenir les coordonnées terrestres du vecteur profondeur (x_{t}, y_{t}, z_{t}), le principe est de projeter

la cellule acoustique inclinée de l'ADCP [(0, 0, z_s) dans le référentiel ADCP] sur l'axe vertical, en utilisant les angles d'attitude comme le montre l'équation suivante :

$$z_t = \cos\theta_P \times \cos\theta_R \times z_s \tag{3.1}$$

Étape 3 : calcul des vitesses verticales océaniques/absolues

Une fois la profondeur projetée, la vitesse verticale océanique est calculée dans la colonne d'eau (w). Pour cette étape, on considère que la mesure de la composante verticale de la vitesse, donnée par la configuration de l'ADCP en coordonnées terrestres (w_t, axe vertical orienté vers le zénith), est la résultante de deux composantes verticales, exprimées dans le même référentiel (axe vertical également orienté vers le zénith) :

— la vitesse verticale w du courant océanique dans la colonne d'eau ;

— la vitesse verticale de l'ensemble des instruments w_{pkg} calculée à partir de l'approximation hydrostatique, en considérant

$$w_{pkg} = -\frac{1}{\rho g}\frac{\partial p}{\partial t}, \tag{3.2}$$

avec p la pression, ρ la masse volumique, et g la constante d'accélération gravitationnelle.

La pression dynamique, résultant de la vitesse verticale de l'instrument estimée à 1 m s^{-1} dans la méthode sur carrousel et à 0.3 m s^{-1} dans la méthode en chute libre, atteint respectivement 500 et 50 Pa. Ceci représente une erreur sur l'estimation de la profondeur d'environ 5 et 0.5 cm, ce qui est inférieur à la précision des capteurs de pression (voir le tableau 3.1). Ceci justifie l'utilisation de l'hypothèse hydrostatique dans cette étude.

Chaque ADCP possède son propre capteur de pression, et chacune des méthodes d'échantillonnage (sur carrousel et en chute libre) est associée à une sonde CTD (SBE 911 et RBR concerto, respectivement) pour assurer une seconde mesure de pression. Les caractéristiques de tous les capteurs de pression utilisés dans l'étude sont présentées dans le tableau 3.1. La précision des données de pression est une contrainte très importante pour l'estimation de la vitesse verticale de l'instrument.

TABLEAU 3.1. – Caractéristiques des capteurs de pression

	Instrument				
	SBE 911	**RBR concerto**	**Sentinel V50**	**WorkHorse 300**	**WorkHorse 300**
Technique	carrousel	chute libre	L-V4 & L-V5th	L-ADCP	FF-ADCP
Échelle de mesure [m]	6800	750	300	6000	200
Précision [m]	1.02	0.365	0.3	15	0.5
Résolution [cm]	6.8	0.75	0.1	15	0.5

Pour l'estimation de la vitesse verticale par le Sentinel V, nous utilisons directement les données de son capteur de pression interne. En effet, ce capteur est beaucoup plus précis et a une meilleure résolution que la sonde CTD (SBE 911), en raison de sa plus petite échelle d'échantillonnage.

Notre sonde SBE 911 est adaptée à des mesures atteignant 6800 m. Ainsi, pour des mesures limitées aux 200 premiers mètres, ce capteur de pression n'est plus adapté. Nous avons néanmoins effectué une calibration du jeu de données de pression SBE en utilisant le jeu de données de pression Sentinel V correspondant. Pour ce faire, nous avons effectué une régression linéaire entre les enregistrements de pression Sentinel V et SBE pour chaque phase d'échantillonnage (fixe à 10 m, descente, remontée). Ces coefficients fluctuent peu entre les stations, d'où l'utilisation de coefficients moyens calculés pour l'ensemble des stations. Ces coefficients de régression sont ensuite appliqués aux données de pression SBE enregistrées dans les phases d'échantillonnage correspondantes, pour obtenir des données de pression calibrées. Nous validons cette calibration par l'excellent accord entre les profils finaux de vitesse verticale océanique utilisant les données de pression Sentinel V et SBE calibrées (figure 3.4).

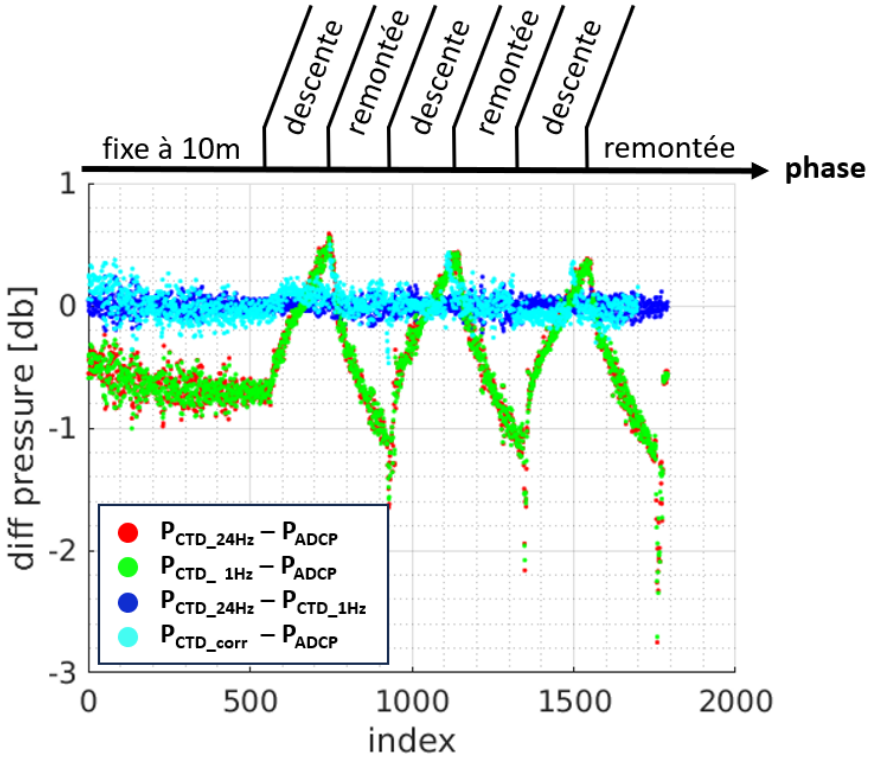

FIGURE 3.4. – Différences entre la pression mesurée par la CTD SBE (aux fréquences d'échantillonnage 24 Hz et 1 Hz) et la pression mesurée par le capteur du Sentinel V (à la fréquence d'échantillonnage 1 Hz).
Même différence après calibration des mesures de pression de la CTD SBE par les coefficients de régression linéaire ($P_{CTD\ corr}$, à 1 Hz). La stabilité autour de 0 indique que l'on a corrigé la dérive de mesure du capteur de pression de la SBE qui se produit lors des phases de descente et de remontée. Les données présentées sont issues des mesures effectuées au niveau de la station 1 durant la campagne FUMSECK.

Pour la méthode L-ADCP, le capteur de pression associé au Workhorse est dédié à un échantillonnage aussi profond que celui de la SBE, et bien au-delà de la plage d'échantillonnage de notre étude. Pour cette raison, nous utilisons les données de pression calibrées de la SBE pour l'estimation de la vitesse de déploiement du L-ADCP. Enfin, pour la méthode FF-ADCP, l'utilisation du capteur de pression CTD (RBR concerto) fournit une estimation plus précise de la vitesse de l'instrument.

Par la suite, la vitesse verticale océanique est obtenue à partir de l'équation suivante :

$$w = w_t + w_{pkg} \tag{3.3}$$

Étapes 4 and 5 : Lissage temporel et profils verticaux finaux

Deux étapes finales sont appliquées dans cette chaîne de traitement des données. Les mesures enregistrées à la cadence de l'ADCP (une mesure par "ping", toutes les secondes) présentent généralement un écart-type élevé. Ainsi, un lissage temporel sur une fenêtre optimisée de 20 secondes est appliqué et réduit les incertitudes de mesure causées par la turbulence isotrope et le bruit de fond.

Enfin, en raison de cette approche statistique, une coupure aux extrémités supérieures et inférieures des profils verticaux de w est appliquée, afin d'éviter la prise en compte d'un biais potentiel lié à une occurrence des données beaucoup plus faible à ces extrémités. En effet, le mouvement de "yo-yo" entre le haut et le bas du profil étant enregistré à environ 1 m s^{-1} avec la méthode *lowered* et 0.3 m s^{-1} avec la méthode *free fall*, le corps du profil est échantillonné un grand nombre de fois au cours du mouvement de descente/ remontée en raison de la portée de l'ADCP utilisé (entre 30 et 80 m). Par conséquent, il y a un plus grand nombre d'occurrences de mesure dans l'épaisseur définie par la portée de l'instrument lorsque les données ADCPs se chevauchent par rapport aux extrémités des profils.

Nous avons donc éliminé les quatre premières cellules acoustiques de l'ADCP près de la surface, où les mesures sont les plus affectées par le bruit, ce qui implique un début du profil à 25 m de profondeur. Au bas des profils, nous définissons la profondeur de coupure comme le niveau minimal atteint par l'instrument parmi les phases de descente, pour chacune des stations. Notons que dans le cas du FF-ADCP, déployé jusqu'à environ 80 m de profondeur au lieu de 150 m, la profondeur de coupure inférieure est choisie à la profondeur minimale parmi les phases de descente où les données de vitesse verticale commencent à être coupées par les critères de corrélation (étape 1), tel que schématisé dans la figure 3.5.

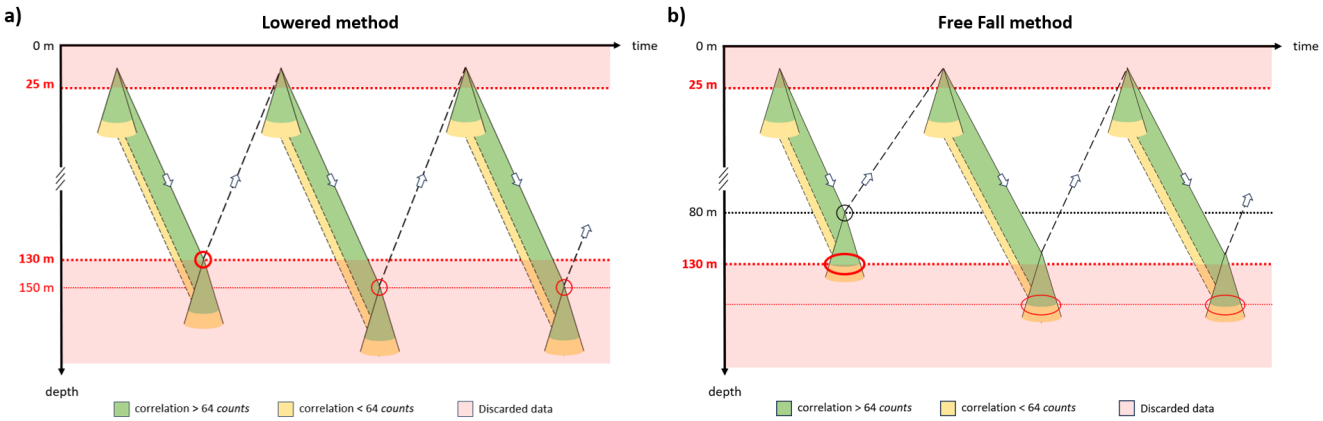

FIGURE 3.5. – Schémas illustrant la découpe des extrémités supérieure et inférieure de profils verticaux de w, a) dans la méthode *lowered*, et b) dans la méthode *free fall*.

3.3.3. Traitement des données issues des ADCPs de nouvelle génération

Comme mentionné ci-dessus, les forces agissant sur l'instrument et provoquant des déviations par rapport à la direction verticale gravimétrique doivent être prises en compte, notamment lors du traitement des données du cinquième faisceau (dans l'axe principal de l'instrument) du Sentinel V. En effet, les mesures par le cinquième faisceau, exprimées dans le référentiel de l'instrument, sont directement affectées par ces forces et provoquent d'importantes anomalies de vitesse verticale sur les enregistrements. Pour corriger la mesure par ce cinquième faisceau, nous utilisons la chaîne de traitement décrite ci-dessus et ajoutons deux étapes spécifiques, comme suit.

Étape 2A : angles d'attitude et généralisation en convention sphérique

Les valeurs des angles d'attitude (tangage, roulis et cap) mesurées par les instruments Teledyne RD (Sentinel V) suivent une convention basée sur des intervalles compris entre 0° et ± 90°. Une telle convention, initialement adoptée pour les déploiements sur des mouillages fixes, n'est pas optimale pour une utilisation généralisée des profils verticaux dans la colonne d'eau. En effet, avec cette convention, la direction des faisceaux de l'instrument (vers la surface ou le fond) ne peut être distinguée, ce qui implique d'adapter le système de référence de la mesure pour chaque utilisation.

C'est pourquoi nous procédons à la généralisation des angles en convention sphérique, caractérisée par des intervalles angulaires compris entre 0° et 360°, comme le montre la figure 3.6. Cette convention sphérique est beaucoup plus propice au traitement des données : d'une part, elle élimine la nécessité d'adapter le système de référence de la mesure pour chaque utilisation du Sentinel V, et d'autre part, elle est applicable à tous les types de mesures effectuées par d'autres ADCPs basés sur diverses conventions.

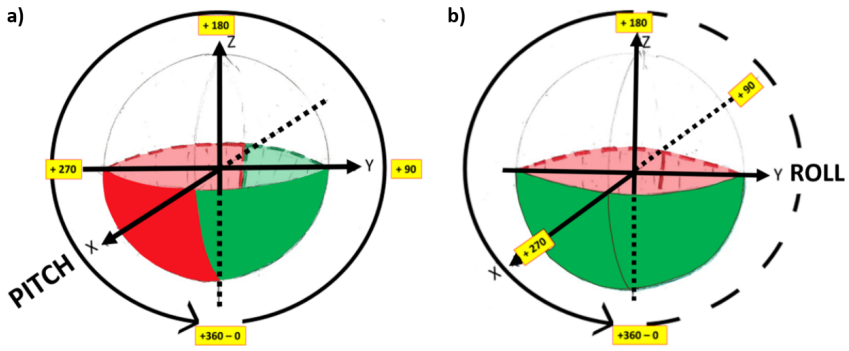

FIGURE 3.6. – Schématisation de la convention sphérique pour les angles de tangage (a) et de roulis (b).

Étape 2B : changement de référentiel et corrections par projection

Lorsque l'orientation du Sentinel V s'écarte de la verticale gravimétrique, le cinquième faisceau de l'ADCP enregistre un signal résultant de proportions différentes des composantes horizontales et verticale du courant. Cet effet est renforcé par les ordres de grandeur sensiblement différents entre ces trois composantes : de l'ordre de $10^{-2} - 10^{-1}$ m s^{-1} pour les deux composantes horizontales, et de l'ordre de $10^{-3} - 10^{-2}$ m s^{-1} pour la composante verticale. Afin d'en isoler la composante verticale du courant, il est donc nécessaire de corriger la mesure du cinquième faisceau de l'ADCP. Cette correction est déterminée par l'utilisation des matrices de rotation qui projettent tout vecteur mesuré dans un référentiel donné vers un autre. Ici, l'utilisation de rotations autour des axes du Sentinel V, listés ci-dessous (les angles ayant été fixés en convention sphérique), permet de projeter tout vecteur initialement exprimé dans le référentiel de l'instrument (base orthonormée composée des axes des faisceaux $1-2$, $3-4$, et faisceau 5) vers les coordonnées terrestres (base orthonormée composée des axes Est, Nord et zénith) :

— le cap (**H**, rotation dans le sens des aiguilles d'une montre autour de l'axe du faisceau vertical, i.e. faisceau 5) ;
— tangage (**P**, rotation trigonométrique autour de l'axe *X*, i.e. faisceau 1 vers faisceau 2) ;
— le roulis (**R**, rotation trigonométrique autour de l'axe *Y*, i.e. faisceau 3 vers faisceau 4).

Nous utilisons ici les matrices de rotation pour projeter tout vecteur en coordonnées terrestres. Les rotations doivent être appliquées successivement, avec les signes de rotation suivants : d'abord **R**, puis **-P**, et enfin **H**, ce qui correspond à **H • -P • R** comme le montre le produit matriciel ci-dessous :

$$\mathbf{M} = \begin{bmatrix} \cos\theta_{\mathbf{H}} & \sin\theta_{\mathbf{H}} & 0 \\ -\sin\theta_{\mathbf{H}} & \cos\theta_{\mathbf{H}} & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos\theta_{\mathbf{P}} & -\sin\theta_{\mathbf{P}} \\ 0 & \sin\theta_{\mathbf{P}} & \cos\theta_{\mathbf{P}} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos\theta_{\mathbf{R}} & 0 & -\sin\theta_{\mathbf{R}} \\ 0 & 1 & 0 \\ \sin\theta_{\mathbf{R}} & 0 & \cos\theta_{\mathbf{R}} \end{bmatrix} \tag{3.4}$$

$$\Leftrightarrow \mathbf{M} = \begin{bmatrix} \cos\theta_{\mathbf{H}} \cdot \cos\theta_{\mathbf{R}} - \sin\theta_{\mathbf{H}} \cdot \sin\theta_{\mathbf{P}} \cdot \sin\theta_{\mathbf{R}} & \sin\theta_{\mathbf{H}} \cdot \cos\theta_{\mathbf{P}} & -\cos\theta_{\mathbf{H}} \cdot \sin\theta_{\mathbf{R}} - \sin\theta_{\mathbf{H}} \cdot \sin\theta_{\mathbf{P}} \cdot \cos\theta_{\mathbf{R}} \\ -\sin\theta_{\mathbf{H}} \cdot \cos\theta_{\mathbf{R}} - \cos\theta_{\mathbf{H}} \cdot \sin\theta_{\mathbf{P}} \cdot \sin\theta_{\mathbf{R}} & \cos\theta_{\mathbf{H}} \cdot \cos\theta_{\mathbf{P}} & \sin\theta_{\mathbf{H}} \cdot \sin\theta_{\mathbf{R}} - \cos\theta_{\mathbf{H}} \cdot \sin\theta_{\mathbf{P}} \cdot \cos\theta_{\mathbf{R}} \\ \cos\theta_{\mathbf{P}} \cdot \sin\theta_{\mathbf{R}} & \sin\theta_{\mathbf{P}} & \cos\theta_{\mathbf{P}} \cdot \cos\theta_{\mathbf{R}} \end{bmatrix}$$

M est appliqué aux composantes de la vitesse mesurée dans le référentiel du Sentinel V (u_s, v_s, w_s) pour obtenir ces mêmes composantes en coordonnées terrestres (u_t, v_t, w_t), selon la formule suivante :

$$\begin{bmatrix} u_t \\ v_t \\ w_t \end{bmatrix} = \mathbf{M} \cdot \begin{bmatrix} u_s \\ v_s \\ w_s \end{bmatrix} \tag{3.5}$$

À partir des mesures des composantes u_t et v_t, obtenues des quatre faisceaux, ainsi que de la composante w_s du cinquième faisceau, et sachant que cette matrice de passage est inversible, on peut calculer la composante verticale du courant en coordonnées terrestres (w_t) selon :

$$w_t = \frac{w_s + u_t(\cos\theta_{\mathbf{H}} \cdot \sin\theta_{\mathbf{R}} + \sin\theta_{\mathbf{H}} \cdot \sin\theta_{\mathbf{P}} \cdot \cos\theta_{\mathbf{R}}) + v_t(-\sin\theta_{\mathbf{H}} \cdot \sin\theta_{\mathbf{R}} + \cos\theta_{\mathbf{H}} \cdot \sin\theta_{\mathbf{P}} \cdot \cos\theta_{\mathbf{R}})}{\cos\theta_{\mathbf{R}} \cdot \cos\theta_{\mathbf{P}}} \tag{3.6}$$

Par ailleurs, il est important de noter que cette étape de changement de référentiel, spécifique à la mesure de vitesse acquise par le cinquième faisceau du Sentinel V, n'intervient pas dans la chaîne de traitement des données mesurées par quatre faisceaux, qu'ils proviennent du Sentinel V ou des ADCPs conventionnels, si les données utilisées sont déjà en coordonnées terrestres.

De plus, la projection en profondeur des cellules acoustiques en coordonnées terrestres, avec l'approximation de $(0, 0, z_s)$ et l'application de $\mathbf{M}$, conduit à l'Eq. (3.1) et à ce qui suit dans la chaîne de traitement.

L'effet de cette chaîne de traitement sur les données est illustré par la figure 3.7, qui montre les profils de vitesse verticale avant et après son application, pour l'exemple de la station 6. Dans cet exemple, suite au traitement, la vitesse verticale mesurée a été réduite de deux ordres de grandeur, et les enregistrements en phase de descente et de remontée tendent à correspondre.

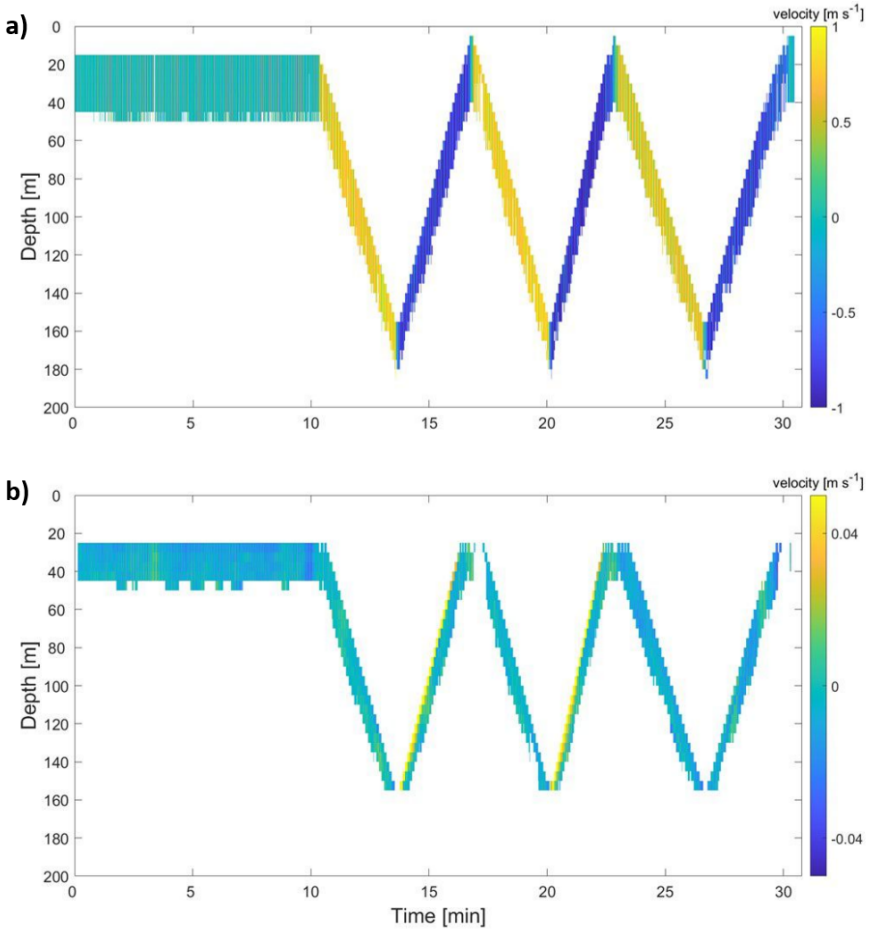

FIGURE 3.7. – Profils de vitesses verticales mesurées par le cinquième faisceau de Sentinel V (L-V5th) (a) avant et (b) après l'application de la chaîne de traitement en fonction du temps et de la profondeur pour les mesures in situ à la station 6 de la campagne FUMSECK.

3.4. Résultats

3.4.1. ADCP et déploiement conventionnels

La chaîne d'analyse, mise en place dans la section 3.3.2 pour estimer les vitesses verticales, est d'abord appliquée sur deux jeux de données : (i) les quatre faisceaux du premier Workhorse (classique L-ADCP), et (ii) ceux du Sentinel V (L-V4), tous deux fournis par le logiciel de traitement de ces ADCPs. Ces mesures, enregistrées selon la même technique de déploiement, sont analysées simultanément afin de comparer les deux ensembles de résultats. Notons que nous utilisons l'écart-type, défini comme la racine carrée de la somme des différences au carré par rapport à la moyenne divisée par la taille de l'ensemble de données moins un, sans tenir compte des valeurs NaN,

afin d'apprécier la variabilité des mesures au sein de chaque station.

La figure 3.8 montre les profils verticaux moyens des vitesses verticales mesurées par les quatre faisceaux du L-ADCP et du L-V4 dans le package CTD-ADCP, pour chaque station et en différenciant les trois phases d'acquisition : immersion fixe (à 10 m), descentes et remontées. La station 4 n'a pas été échantillonnée par le L-ADCP en raison de conditions météorologiques défavorables au déploiement. Cependant, pour les autres stations, il est possible de comparer les résultats des deux instruments fixés au carrousel.

Quel que soit l'instrument, l'ensemble de l'analyse conduit à une réduction significative des valeurs moyennes (de 1 à 10^{-3} m s^{-1}) et des écarts-types (de 10^{-1} à 10^{-2} m s^{-1}) des vitesses verticales, atteignant les ordres de grandeur attendus.

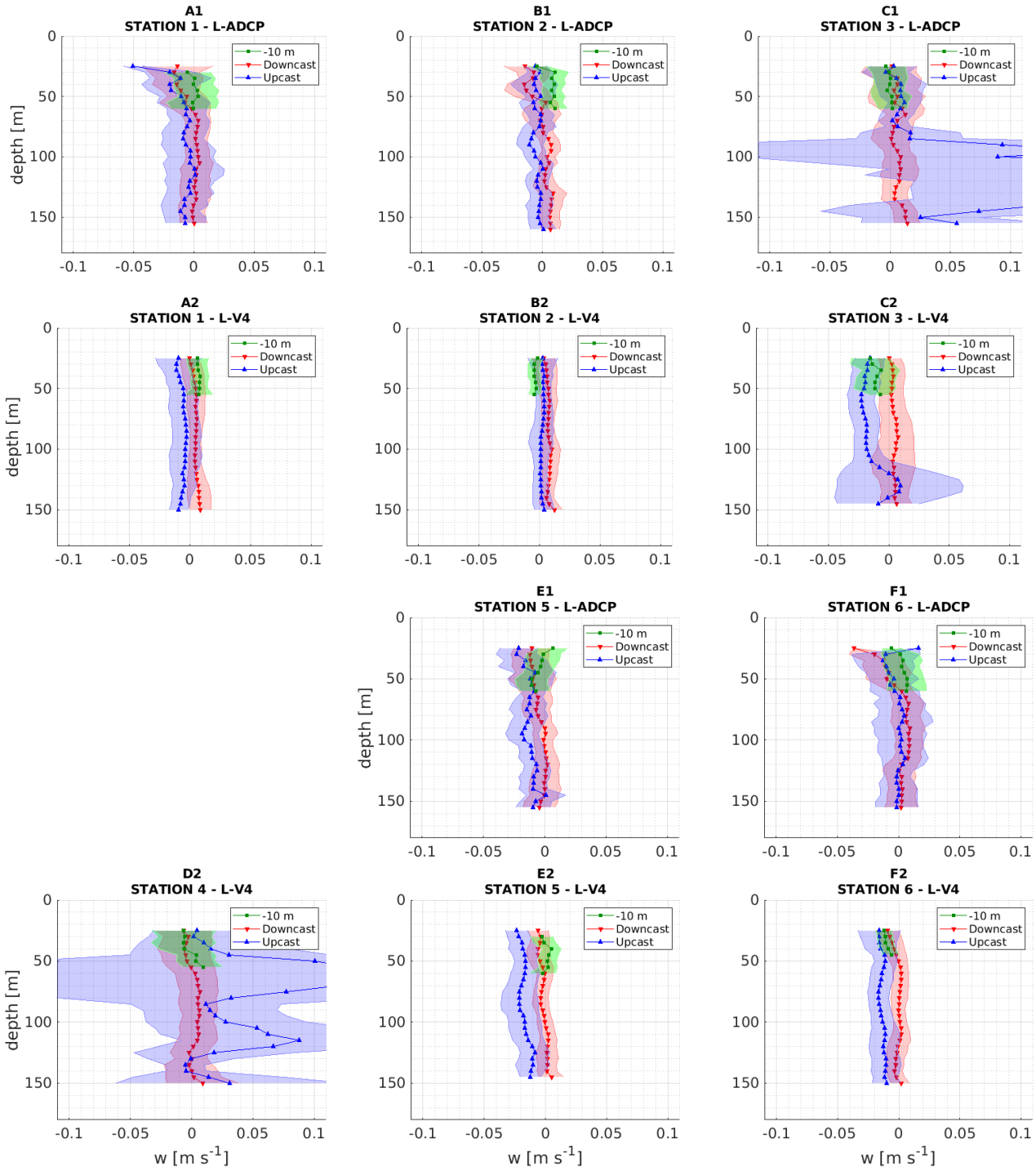

FIGURE 3.8. – Vitesses verticales mesurées pour les stations 1 à 6 [(A1)-(F1)] par le L-ADCP classique et [(A2)-(F2)] par le L-V4. Les moyennes (lignes et marqueurs) et les écarts-types (zones ombrées) des vitesses verticales sont représentés en fonction de la profondeur pour chacune des phases d'acquisition : fixe à 10 m (vert), descente (rouge), et remontée (bleu).

Nous observons une concordance entre les profils en phase d'immersion fixe et les profils en phase de descente, tandis que les profils en phase de remontée sont caractérisés par une plus grande variabilité de la vitesse verticale moyenne en fonction de la profondeur et par des écarts-types plus élevés. Cette spécificité des profils en phase de remontée résulte probablement de deux effets combinés. D'une part, un phénomène de vibration du câble électro-porteur reliant le package CTD-ADCP au navire peut perturber les mesures en raison de la tension du câble qui est plus importante lors des remontées. D'autre part, le phénomène de *ringing*, ou résonance, de l'ADCP semble être plus important pendant les remontées pour une raison encore incertaine. En effet, si la dalle acoustique d'un ADCP vibre encore (ou vibre à nouveau) lorsqu'une partie du signal acoustique sortant, ayant rétrodiffusé sur les particules marines proches de la dalle, revient sur cette dalle, cela crée une interférence, appelée effet de résonance. Habituellement, pour éviter ce biais, une zone de blanc - où les données ne sont pas prises en compte - est appliquée à proximité immédiate des dalles acoustiques, leur permettant d'arrêter de vibrer avant d'enregistrer les signaux de retour. Dans notre cas, cette zone de blanc semble insuffisante lors des remontées. Ces effets combinés sont particulièrement visibles aux stations 3 et 4 (figures 3.8 C1, 3.8 C2, et 3.8 D2), où l'on observe des valeurs élevées de vitesses positives associées à des écarts-types importants lors des remontées. Durant la campagne, l'état d'agitation de la mer a été le plus marqué lors de l'échantillonnage de la station 4, pouvant expliquer cette observation. En revanche, les raisons de ces effets à la station 3 restent inconnues. Par conséquent, malgré la bonne concordance des enregistrements entre les phases de descente et de remontée sur les autres stations pour les deux ADCP, l'analyse des vitesses verticales est ensuite effectuée sur les profils en phase de descente exclusivement. Il s'agit d'une méthode commune utilisée pour les mesures de vitesse horizontale dans les profils verticaux par les ADCPs (e.g. POLZIN et al. 2002).

3.4.2. ADCP de nouvelle génération et déploiement conventionnel

Les résultats obtenus par la chaîne d'analyse décrite ci-dessus pour les enregistrements du L-V5th (section 3.3.3) sont présentés dans la figure 3.9. Cette figure montre les profils de la vitesse verticale moyenne et de sa déviation standard, comme dans la figure 3.8.

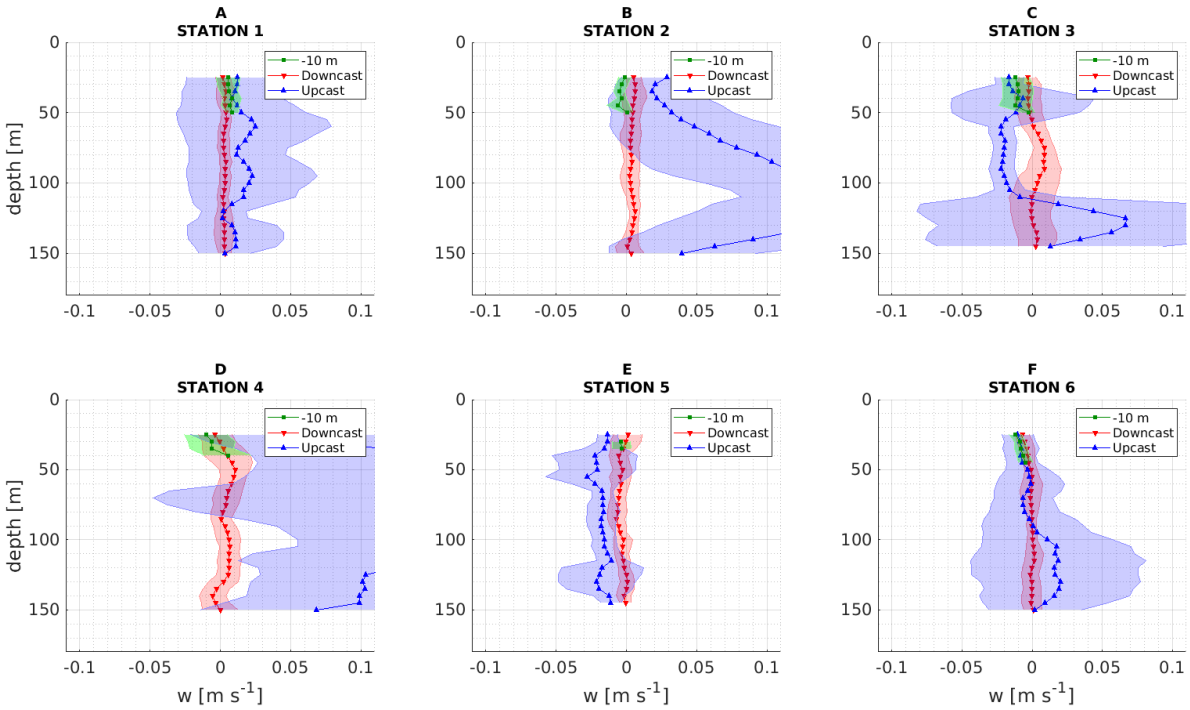

FIGURE 3.9. – Vitesses verticales mesurées par le L-V5th pour les stations 1 (A) à 6 (F). Les moyennes (lignes et marqueurs) et les écarts-types (zones ombrées) des vitesses verticales sont représentés en fonction de la profondeur pour chacune des phases d'acquisition : fixe à 10 m (vert), descente (rouge), et remontée (bleu).

Les résultats montrent des profils comparables à ceux des quatre faisceaux conventionnels. Ici, la différence entre les profils en descente et remontée est significative, pour les mêmes raisons que celles décrites dans la section précédente. L'analyse des profils descendants met en évidence une faible variabilité verticale de la vitesse verticale moyenne. Les ordres de grandeur obtenus en utilisant le L-V5th atteignent 10^{-3} m s^{-1} pour les moyennes, et plusieurs 10^{-3} à 10^{-2} m s^{-1} pour les écarts-types.

On constate que les données brutes de vitesse verticale, mesurées par le Sentinel V, présentent des écarts-types de l'ordre de plusieurs 10^{-1} m s^{-1}, avec une moyenne de l'ordre de 1 m s^{-1}, ce qui correspond à l'enregistrement de la composante de vitesse prédominante : le mouvement vertical de l'instrument (w_{CTD}). L'estimation de la diminution des écarts-types suite à notre traitement des données est d'environ un facteur 20.

3.4.3. ADCP conventionnel et déploiement en chute libre

Dans cette dernière section, nous avons appliqué notre chaîne de traitement, décrite dans la section 3.3.2, sur les mesures effectuées par le deuxième Workhorse déployé en chute libre (FF-ADCP).

La figure 3.10 montre les profils de vitesse verticale du FF-ADCP en différenciant les phases de descente et de remontée selon les deux figures précédentes. Ici, les moyennes et les écarts-types des profils descendant et montant sont concordants, ce qui pourrait être dû à une plus grande stabilité de l'ADCP due à l'utilisation d'un câble polypropylène flottant plutôt que d'un câble métallique. La technique de chute libre offre une grande stabilité dans le plan horizontal (variations de tangage/roulis) mais surtout selon l'axe vertical. Cette limitation des rappels verticaux est essentielle pour la mesure de la composante verticale du courant pour laquelle toute perturbation dans le même axe conduit inévitablement à de larges erreurs. Malgré ce bon accord, nous nous concentrons sur les profils en phase descendante uniquement, par souci de cohérence avec le reste de l'analyse.

L'ensemble des profils descendants sont homogènes sur la profondeur. La plus grande variation est observée à la station 5 (figure 3.10 E), entre 50 et 100 m de profondeur, où la variation de vitesse verticale observée est statistiquement significative et correspond à un signal de vitesse verticale négatif (mouvement descendant) dans cette partie de la colonne d'eau. Cette dernière analyse avec notre chaîne de traitement conduit encore une fois à des mesures de vitesses verticales moyennes de l'ordre de 10^{-3} m s^{-1} avec des écarts-types de plusieurs 10^{-3} m s^{-1}. Enfin, il faut noter que ces ordres de grandeur, et plus particulièrement celui des écarts-types, sont systématiquement stables d'une station à l'autre.

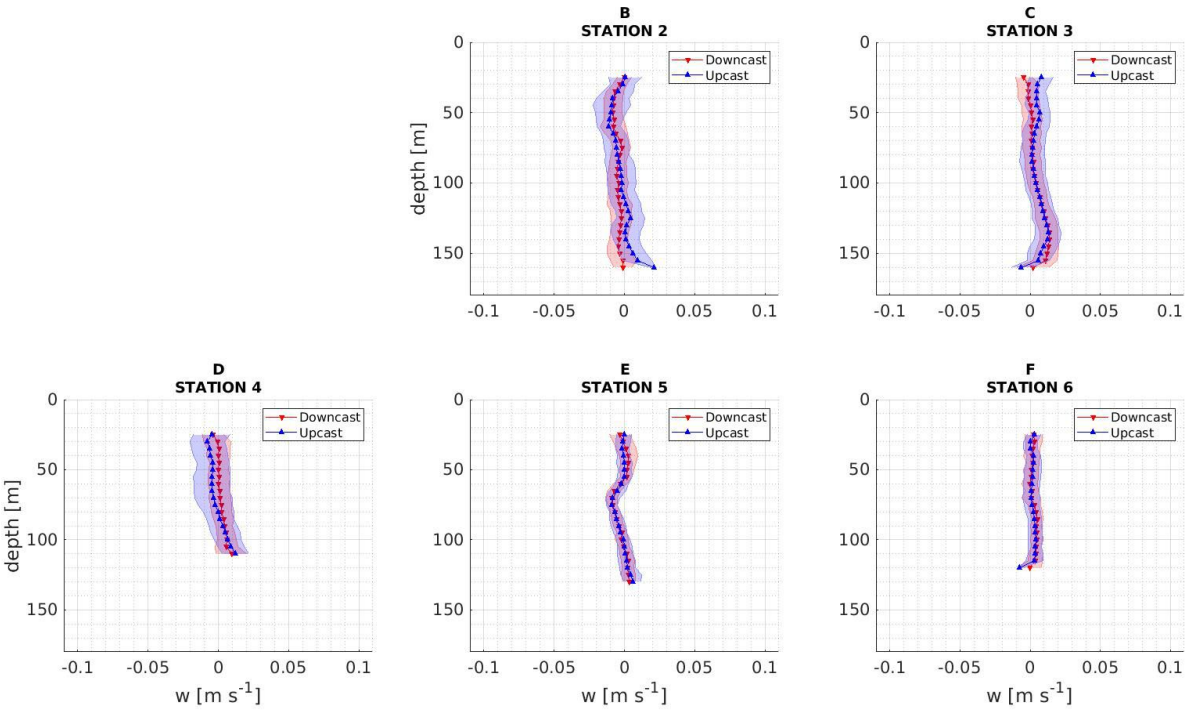

FIGURE 3.10. – Vitesses verticales mesurées par le FF-ADCP pour les stations (b) 2 à (f) 6. Les moyennes (lignes et marqueurs) et les écarts-types (zones ombrées) des vitesses verticales sont représentés en fonction de la profondeur pour chacune des phases d'acquisition : descente (rouge) et remontée (bleu).

3.5. Estimation de la propagation d'erreur

3.5.1. Méthode de propagation d'erreur

Quatre sources d'erreur sont identifiables et estimées par le fabricant des ADCPs ; elles concernent (i) l'inclinaison des dalles acoustiques, (ii) l'estimation des angles d'attitude (tangage et roulis), (iii) l'estimation des composantes horizontales (u et v) et, dans le cas spécifique des mesures L-V5th, (iv) l'estimation de la composante verticale (w_s). Une série de tests de propagation d'erreurs a été réalisée sur les mesures de vitesse verticale afin de mettre en évidence la contribution de chacune des sources d'erreurs instrumentales identifiées dans l'estimation des vitesses verticales océaniques.

À l'exception de la première source identifiée, l'inclinaison de la dalle acoustique, qui est une erreur constante (fixée entre -2° et +2° avec des pas de 0.5°), toutes les autres erreurs sont caractérisées comme du bruit aléatoire dont les incertitudes sont fournies par le fabricant. Chaque test a été réalisé selon le même principe. D'abord, on effectue un sous-échantillonnage aléatoire uniforme de 100 vitesses verticales océaniques mesurées en phase descendante par un ADCP donné et pour une station donnée (noté w_{sub}). Ensuite, pour chacun de ces 100 sous-échantillons, on ajoute une erreur aléatoire, de distribution normale centrée en zéro et d'écart-type la valeur correspondant à l'incertitude fournie par le fabricant. L'ajout de ce bruit est effectué 500 fois pour chaque sous-échantillon, afin d'obtenir 100 distributions artificielles (notées w') de taille statistiquement représentative (5×10^4 données par test).

En résumé, nous avons effectué cinq séries de tests concernant :

1) l'inclinaison des dalles acoustiques : une erreur constante sur l'inclinaison de la dalle est ajoutée. Cette première série contient neuf tests avec des valeurs d'erreur fixes allant de -2° à +2° avec un pas de 0.05° ;

2) les angles d'attitude : nous ajoutons, à la série de tests sur l'inclinaison des dalles, une erreur aléatoire sur la mesure du tangage/roulis avec une distribution gaussienne (précision 0.05°) ;

3) les composantes horizontales u et v : nous ajoutons, à la série de tests de l'inclinaison des dalles, une erreur aléatoire sur la mesure u/v avec une distribution gaussienne (précision 3×10^{-3} m s^{-1}) ;

4) la composante verticale w_{s} : nous ajoutons, à la série de tests de l'inclinaison des dalles, une erreur aléatoire sur la mesure w_{s} avec une distribution gaussienne (précision 3×10^{-3} m s^{-1}) ;

5) la combinaison de tous les tests d'erreur précédents : nous ajoutons, à la série de tests de l'inclinaison des dalles, les trois erreurs aléatoires sur les mesures présentées ci-dessus.

Les résultats, présentés ci-dessous, correspondent aux tests effectués sur les mesures issues du L-V5th – station 1.

3.5.2. Étude des erreurs propagées

Après avoir généré les distributions artificielles, nous avons étudié l'écart-type produit par chaque test (figure 3.11) pour les données L-V5th de la station 1. Premièrement, nous remarquons que la variation de l'inclinaison de la dalle acoustique n'a pas d'effet sur l'écart-type, comme prévu. Deuxièmement, pour les tests sur les vitesses de tangage/roulis et sur la vitesse horizontale, les écarts-types générés par les sources d'erreur à la fin du traitement sont inférieurs à 10^{-4} m s^{-1}, donc largement négligeables. Troisièmement, l'erreur sur la mesure de la composante verticale (w_s) génère un écart-type de l'ordre de 10^{-3} m s^{-1}. Parmi toutes les sources d'erreur identifiées, cette dernière contribue à la plus grande partie (plus de 99%) de l'écart-type généré par le test de propagation des erreurs.

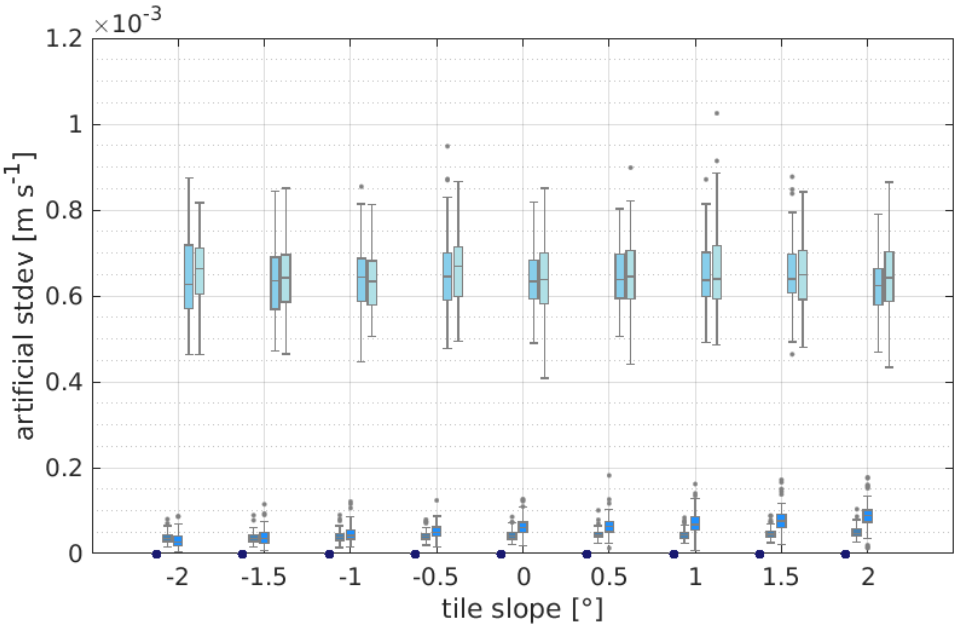

FIGURE 3.11. – Écarts-types présentés pour chaque test de propagation des erreurs sur l'inclinaison des dalles, le tangage/roulis, les vitesses horizontales, la composante verticale w_s et les erreurs combinées (du bleu foncé au bleu clair, respectivement).

En résumé, parmi les tests effectués, l'erreur de mesure sur la composante verticale (w_s) est la seule source d'erreur identifiée conduisant à une augmentation de l'écart-type à la fin du traitement. Toutefois, cette source d'erreur reste d'un ordre de grandeur inférieur à l'écart-type observé dans les profils finaux de vitesses verticales.

Pour les tests sur l'inclinaison des dalles acoustiques, nous avons constaté, au-delà d'une différence négligeable d'écart-type, un biais entre chaque sous-échantillon (w_{sub}) et la moyenne de la distribution artificielle générée à partir de celui-ci ($\overline{w'}$). Aucune autre source d'erreur testée n'engendre ce type de biais.

La comparaison de ces biais (figure 3.12) suggère que plus l'inclinaison de la dalle est grande, plus le biais est grand, comme prévu, mais cela entraîne aussi une augmentation de l'écart-type de ces biais. Il faut cependant noter que seule la variation de l'inclinaison de la dalle provoque ce biais. En effet, pour une même inclinaison, il n'y a pas de différence significative entre les différents tests. L'information, $< \pm 2°$ indiquée par le fabricant entraîne des biais allant jusqu'à $\pm$ 2 cm s^{-1}. Considérant que des écarts-types allant jusqu'à 1 cm s^{-1} sont observés, nous supposons que cette erreur sur l'inclinaison des dalles acoustiques est inférieure à $\pm 1°$.

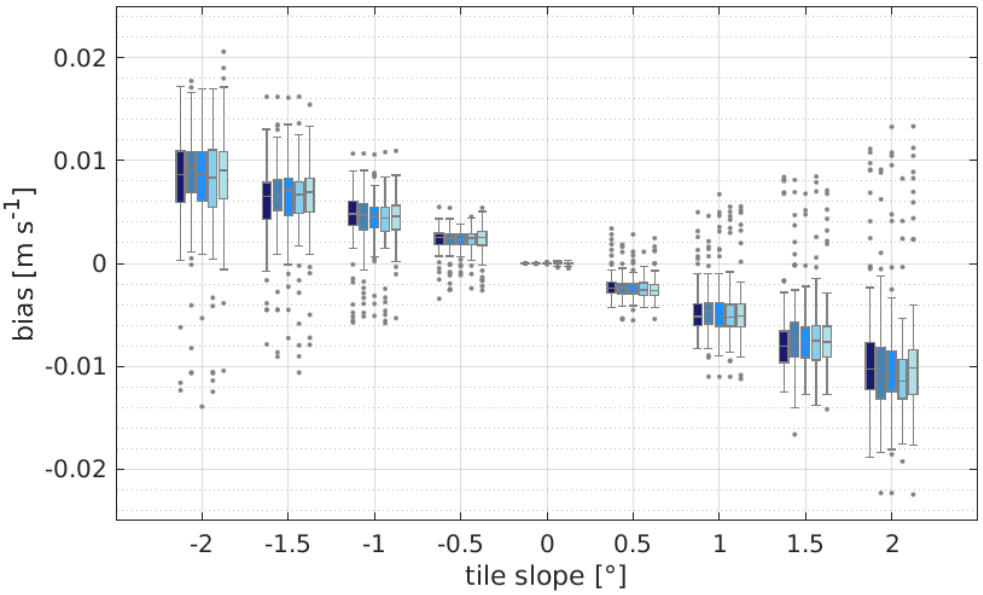

FIGURE 3.12. – Biais générés par chaque test de propagation d'erreurs sur l'inclinaison des dalles, le tangage/roulis, les vitesses horizontales, la composante verticale w_s et les erreurs combinées (du bleu foncé au bleu clair, respectivement), avec $biais = w_{\text{sub}} - \overline{w'}$.

Enfin, la vitesse estimée à partir des mesures de pression w_{pkg} est également une source potentielle d'erreur. Cependant, étant données les deux résolutions extrêmes des capteurs de pression utilisés (0.1 et 6.8 cm respectivement associées au Sentinel V

et à la SBE 911, voir Tableau 3.1), nous estimons, par la méthode présentée dans la section précédente, la propagation d'une telle incertitude dans les profils de vitesse verticale finaux de l'ordre de 2×10^{-4} m s^{-1} pour les profils résultants des L-V4 et L-V5th à 1×10^{-2} m s^{-1} pour les profils résultants du L-ADCP. Selon la méthode utilisée, l'erreur dans la mesure de la pression peut ou non représenter une contribution significative à l'écart-type final.

Ainsi, deux conclusions peuvent être établies :

— les principales sources d'erreur contribuant aux écarts-types correspondent à celle de l'inclinaison des dalles acoustiques et à celle du w_{pkg} dérivé de la pression, sans oublier la contribution de w_s, plus faible mais non négligeable ;

— l'erreur et la variabilité spatio-temporelle sont du même ordre de grandeur.

3.6. Discussion

La comparaison de tous les profils descendants (figure 3.13) met en évidence un bon accord systématique, tant en termes de valeurs moyennes que d'écarts-types, entre les deux enregistrements Sentinel V (avec les quatre faisceaux - L-V4 - et le 5ème faisceau - L-V5th). En revanche, les profils mesurés par le L-ADCP sont plus variables sur la profondeur. Cette variabilité verticale est particulièrement prononcée dans les 50 premiers mètres de la colonne d'eau. Par ailleurs, les profils descendants acquis, d'une part, avec le nouveau L-V5th et, d'autre part, avec le FF-ADCP, sont plus stables sur l'ensemble de la colonne d'eau échantillonnée, avec des écarts-types plus faibles et plus homogènes que ceux obtenus avec le L-ADCP. À noter que plus la fréquence de l'impulsion acoustique est élevée, plus l'incertitude de la mesure est faible (K. Grangier, Teledyne RDI, 2020, communication personnelle). Comme prévu, l'incertitude sur la mesure du Sentinel V (500 kHz) est plus faible que celle du celle du L-ADCP (300 kHz).

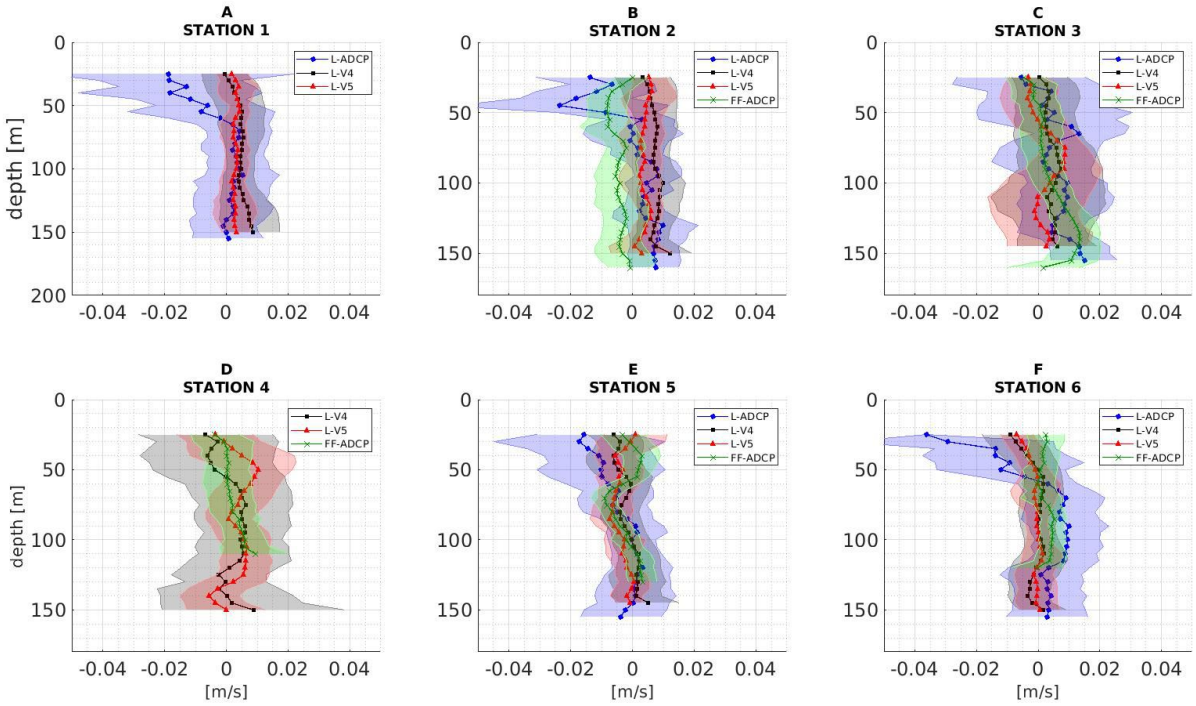

FIGURE 3.13. – Vitesses verticales mesurées en phase de descente par le L-ADCP (bleu), le L-V4 (noir), le L-V5th (rouge), et le FF-ADCP (vert), pour les stations 1 (A) à 6 (F). Les moyennes (lignes et marqueurs) et les écarts-types (zones ombrées) des vitesses verticales sont tracés en fonction de la profondeur.

De plus, la figure 3.13 montre également que les écarts-types des mesures FF-ADCP ne sont pas affectés par l'état de la mer en surface. En effet, les valeurs de l'écart-type restent stables autour de quelques 10^{-3} m s^{-1}, même à la station 4, fortement agitée lors de l'échantillonnage.

Les valeurs moyennes de w, et les écarts-types associés, sont estimés à chaque station dans trois couches différentes de la colonne d'eau : 25−50, 50−100, et 100−150 m de profondeur (figure 3.14). Ces valeurs moyennes de w sont de l'ordre de 10^{-3} m s^{-1} sans tendance prédominante. La plus grande variabilité sur les vitesses verticales est contenue dans la couche supérieure (jusqu'à 50 m de profondeur), sous l'influence directe des conditions météorologiques entraînant une variabilité naturelle de ces vitesses. En dessous de cette profondeur, les moyennes et les écarts-types sont réduits, et les différences entre les couches 50−100 et 100−150 m, pour une station et un ADCP donnés, sont mineures. Nous considérons ensuite les vitesses verticales

dans la colonne d'eau sur toute la profondeur échantillonnée (i.e. 25−150 m) et nous évaluons l'écart-type moyen pour les stations 2, 3, 5 et 6. Les ordres de grandeur de ces écarts-types sont compris entre 10^{-3} et 10^{-2} m s^{-1}. Ils peuvent être classés par ordre décroissant comme suit : L-ADCP ($1.3 \times 10^{-2} \pm 0.2 \times 10^{-2}$ m s^{-1}), L-V4 ($0.9 \times 10^{-2} \pm 0.3 \times 10^{-2}$ m s^{-1}), L-V5th ($0.7 \times 10^{-2} \pm 0.2 \times 10^{-2}$ m s^{-1}), et FF-ADCP ($0.6 \times 10^{-2} \pm 0.1 \times 10^{-2}$ m s^{-1}).

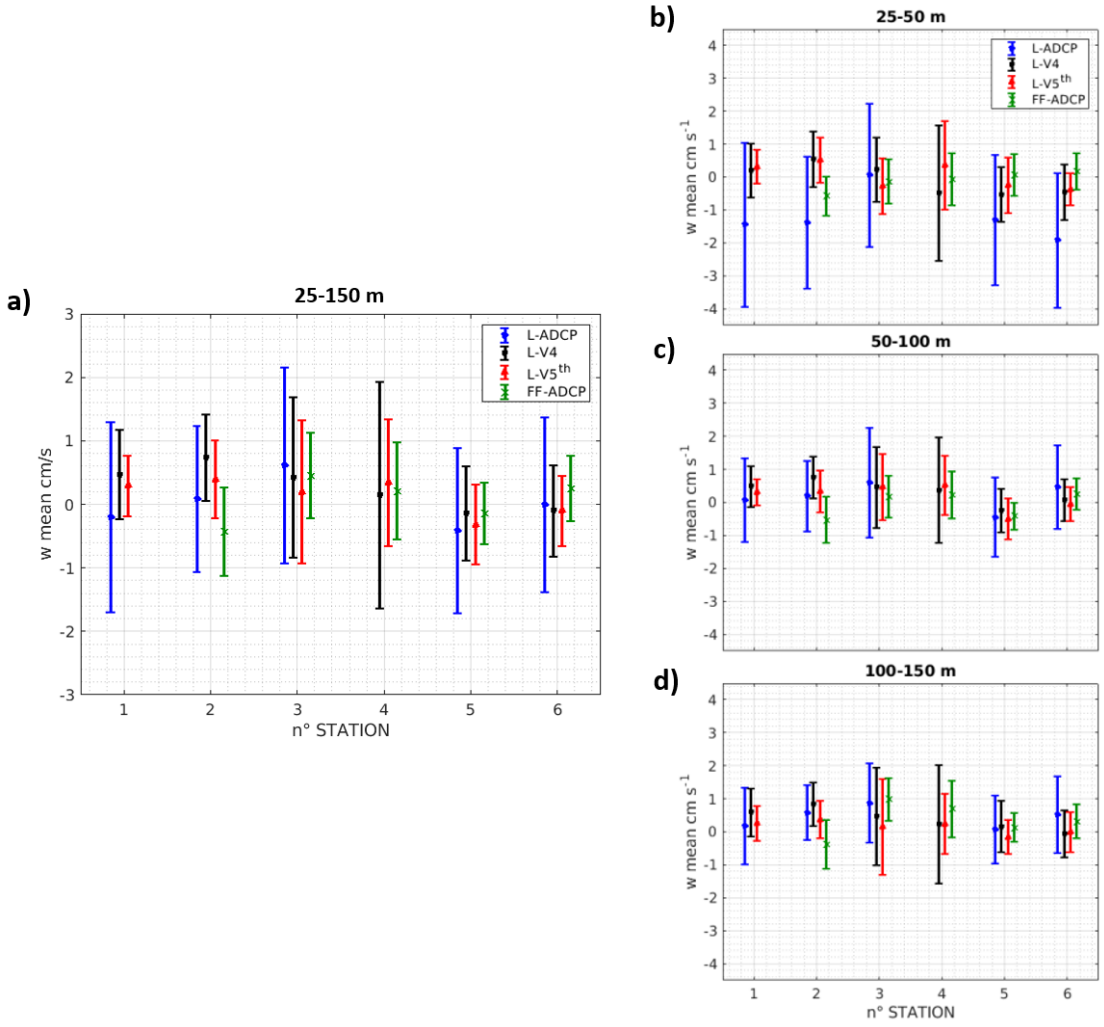

FIGURE 3.14. – Moyennes et écarts-types des profils descendants de vitesses verticales, moyennés entre quatre couches,(a) 25−150 m, (b) 25−50 m, (c) 50−100 m, et (d) 100−150 m, selon les stations, et selon l'ADCP : L-ADCP (bleu), L-V4 (noir), L-V5th (rouge), et FF-ADCP (vert).

Nous évaluons l'occurrence des acquisitions de données pour chaque méthode en comptabilisant le nombre de données dans chaque cellule de 5 m d'épaisseur. Pour chaque type d'ADCP, l'occurrence est supérieure ou égale à 50 (sans tenir compte des valeurs NaN), et elle est stable entre les stations pour une méthode donnée. Il est à noter que l'échantillonnage en *free fall* présente trois fois plus d'occurrences que les mesures par la méthode *lowered*, du fait de la vitesse de chute libre trois fois plus lente. Néanmoins, une réduction artificielle de cette occurrence, en utilisant seulement une ou deux descentes pour l'élaboration des profils FF-ADCP finaux, n'influence pas significativement l'écart-type résultant. Par conséquent, il n'y a pas d'erreur significative dans les statistiques de mesure causée par l'occurrence des données.

Nous savons que la technique de mesure acoustique, notamment dans les 200 premiers mètres de la colonne d'eau, est susceptible de rencontrer de nombreuses interférences et de générer des erreurs de mesure. Nous avons donc pris en compte les différentes sources d'interférences acoustiques dans cette étude.

Tout d'abord, les profils de vitesse verticale mesurés sont étudiés en dessous de 25 m de profondeur, ce qui permet d'éviter les interférences acoustiques avec la surface ainsi que les effets de houle, les courants orbitaux ou encore les effets de divergence.

Une interférence acoustique avec l'ADCP fixé sous la coque du navire a été observée dans les profils FF-ADCP. Cette interférence a été clairement identifiée dans la série temporelle de la vitesse verticale par la propagation linéaire du bruit sur une épaisseur constante de deux cellules (soit 10 m). Les mesures montrant cette interférence ont été supprimées. Ce type d'interférence n'a pas été observé dans les mesures de la méthode *lowered*, en raison de la distance entre l'ADCP de coque, et la position du L-ADCP et du Sentinel V déployés au niveau de la poupe, contrairement au FF-ADCP, déployé sur le côté du navire.

Enfin, nous avons étudié les effets potentiels de la variation de la vitesse du son sur les paramètres suivants : la détection de la taille des particules, l'estimation de la longueur de la cellule acoustique verticale et la vitesse radiale.
Les ADCPs utilisés dans cette étude détectent des particules de plus de 3 mm pour le Sentinel V et de 4.9 mm pour les deux Workhorses. Cette limite de détection fluctue légèrement dans les 200 premiers mètres car la vitesse du son elle-même est estimée

entre 1506 et 1514 m s^{-1}, soit une variation de 0.3 % sur cette épaisseur. L'utilisation de critères de qualité tels que la corrélation et l'intensité de l'écho dans la chaîne de traitement permet d'éviter dans une certaine mesure les interférences dues aux particules minérales ou organiques, qui sont une source potentielle d'erreur importante dans la mesure. De plus, les stations ont été réalisées dans des eaux relativement claires et pendant la journée, évitant ainsi les processus de migration nycthémérale, source d'interférences acoustiques. Ce type d'interférence est apparent dans les données de l'ADCP de coque du navire (non montré) à la tombée de la nuit ou au lever du jour avec la migration du zooplancton tel que les ptéropodes ou les essaims de krill (généralement *Cavolinia inyexa* et *Meganyctiphanes norvegica*) bien connus dans cette région du Nord-Ouest de la Méditerranée (SARDOU et al. 1996 ; TARLING et al. 1999 ; TARLING et al. 2001). Enfin, la variation de la vitesse du son, estimée ici à $\frac{C_{\text{TEOS-10}}}{C_{\text{ADCP}}} < 0.3\%$, implique une erreur sur la longueur de la cellule acoustique verticale de l'ordre de 1.5 cm pour les cellules de 5 m. Si l'on considère que les valeurs moyennes des mesures de L-V5th varient entre les stations de l'ordre de 4 mm s^{-1} (en moyenne), son effet (4 × 0.3%) sur la vitesse radiale s'élève à ± 0.012 mm s^{-1}. En conséquence, les erreurs associées à l'estimation de la vitesse du son sont largement négligeables, c'est pourquoi notre méthode d'implémentation ne nécessite pas de correction significative sur ce paramètre.

3.7. Conclusion

En conclusion, nous avons comparé quatre méthodes indépendantes pour la mesure in situ des vitesses verticales dans une région océanique caractérisée par une circulation à faible énergie. En un sens, nous nous sommes directement attaqués au challenge le plus important : la mesure délicate et difficile d'un paramètre très faible, quasi-nul ou nul. Pour cela, nous avons testé deux instruments différents (ADCP à 4 et 5 faisceaux) et deux techniques de déploiement différentes (sur carrousel, en chute libre). Nos résultats montrent que le cinquième faisceau du Sentinel V fournit la mesure la plus précise (valeurs moyennes de l'ordre de quelques 10^{-3} m s^{-1} avec des écarts-types de l'ordre de 10^{-2} m s^{-1}) parmi celles testées avec la technique sur carrousel. Parallèlement, la technique d'échantillonnage en chute libre a montré la meilleure stabilité des variations d'écart-type entre les stations, avec des valeurs de l'ordre de quelques 10^{-3} m s^{-1}.

La mer Ligure est caractérisée par une circulation générale cyclonique avec un flux géostrophique le long de la côte (ESPOSITO et al. 1982). La plupart des stations d'échantillonnage étaient situées dans cette circulation générale. Seules les stations 4 et 5 ont été positionnées sur le bord extérieur du courant côtier intense (MILLOT 1999). À l'exception des conditions de mer plus agitées de la station 4, provoquées par une tempête intense mais limitée dans le temps, la zone d'étude a été caractérisée par une dynamique à faible énergie et la recirculation cyclonique présente sur le site est restée stable tout au long de la campagne. Malgré la taille limitée de notre jeu de données, due aux conditions météorologiques rencontrées pendant la campagne FUMSECK, notre analyse précise de toutes les sources d'erreurs possibles nous a permis de souligner que les erreurs instrumentales ont une contribution de quelques 10^{-3} m s^{-1} lorsque la variabilité environnementale dans notre zone d'étude est du même ordre de grandeur. En effet, selon la période et la région où ont eu lieu les échantillonnages, la circulation océanique est caractérisée par un courant côtier modéré et un faible gyre cyclonique. De plus, nous montrons que la méthodologie de la chute libre fournit une meilleure précision, en particulier dans des conditions de mer agitée, en éliminant le bruit dû au rappel par le navire. Nous concluons donc que la meilleure méthodologie pour la mesure in situ des vitesses verticales avec un ADCP est de déployer un ADCP de nouvelle génération (à cinq faisceaux) en chute libre.

Par rapport aux études classiques réalisées dans des océans à haute énergie (D'ASARO et al. 2017 ; THURNHERR 2011 ; TARRY et al. 2021), notre travail fournit une méthode de mesure des vitesses verticales également applicable à un océan à basse énergie, où TZORTZIS et al. (2021) ont montré que la dynamique à fine échelle peut avoir un rôle important dans la structuration de la communauté microbienne. Ces conditions océaniques à faible énergie représentent en fait la majorité des océans. Cette nouvelle possibilité de mesurer les vitesses verticales à basse énergie ouvre la voie à des études plus spécifiques du couplage physique-biologique dans les structures à échelle fine.

Sachant que la méthodologie de mesure in situ des vitesses verticales est maintenant établie, et après ce premier test en conditions réelles, nous avons validé et généralisé l'acquisition directe de la composante verticale du courant océanique pour d'autres campagnes. Dans le cadre du projet international lié au satellite altimétrique de nouvelle génération SWOT (lancement effectué fin 2022), plusieurs

campagnes (JULIO-VVPTest 2022 PI : J.-L. Fuda ; PROTEVS-GASCOGNE 2022 PI : F. Dumas ; BIOSWOT-Med 2023 PIs : A. Doglioli et G. Grégori) ont pu utiliser cette méthode. Rappelons que l'intérêt de développer une telle méthode analytique pour la mesure directe in situ de la composante verticale des courants océaniques repose sur le besoin croissant d'informations dans tous les domaines d'études océanographiques : les vitesses verticales jouant un rôle clé dans l'exportation du CO_2 ainsi que de la matière organique et minérale.

Bibliographie

ALLEN, J. T., D. A. SMEED, A. J. G. NURSER, J. W. ZHANG et al. (2001). « Diagnosis of vertical velocities with the QG omega equation : an examination of the errors due to sampling strategy ». In : *Deep-Sea Res. I* 48, p. 315-346. DOI : 10.1016/S0967-0637(00)00035-2.

ASTRALDI, M., G. P. GASPARINI, G. M. R. MANZELLA et T. S. HOPKINS (1990). « Temporal variability of currents in the eastern Ligurian Sea ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 95, p. 1515-1522. DOI : 10.1029/JC095iC02p01515.

BARRILLON, S. (2019). *FUMSECK cruise report, RV Téthys II*. DOI : 10.17600/18001155.

BOWER, A. S. et T. ROSSBY (1989). « Evidence of cross-frontal exchange processes in the Gulf Stream based in isopycnal RAFOS float data ». In : *Journal of Physical Oceanography* 19, p. 1177-1190.

BOYD, P. W., H. CLAUSTRE, M. LEVY, D. A. SIEGEL et al. (2019). « Multi-faceted particle pumps drive carbon sequestration in the ocean ». In : *Nature* 568, p. 327-335. DOI : 10.1038/s41586-019-1098-2.

CANUTO, V. M. et Y. CHENG (2017). « Contribution of sub-mesoscales to the vertical velocity : The ω-equation ». In : *Ocean Modelling* 115, p. 70-76. DOI : 10.1016/j.ocemod.2017.05.004.

COMBY, C., S. BARRILLON, J.-L. FUDA, A. M. DOGLIOLI et al. (2022). « Measuring vertical velocities with ADCPs in low-energy ocean ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 39, p. 1669-1684. DOI : 10.1175/JTECH-D-21-0180.1.

D'ASARO, E. A., A. Y. SHCHERBINA, J. M. KLYMAK, J. MOLEMAKER et al. (2017). « Ocean convergence and the dispersion of flotsam ». In : *Proc. Natl. Acad. Sci. (USA)* 115, p. 1162-1167. DOI : 10.1073/pnas.1718453115.

DOGLIOLI, A. (2015). *OSCAHR cruise, RV Téthys II*. DOI : 10.17600/15008800.

ESPOSITO, A. et G. MANZELLA (1982). « Current circulation in the Ligurian Sea ». In : *Elsevier Oceanogr. Ser.* 34, p. 187-203. DOI : 10.1016/S0422-9894(08)71245-5.

FERRARI, R. et C. WUNSCH (2009). « Ocean circulation kinetic energy : Reservoirs, sources, and sinks ». In : *Annu. Rev. Fluid Mech.* 41, p. 253-282. DOI : 10.1146/annurev.fluid.40.111406.102139.

FIEKAS, V., H. LEACH, K. MIRBACH et J. WOODS (1994). « Mesoscale instability and upwelling. Part 1 : Observations at the North Atlantic intergyre frontsMesoscale instability and upwelling. Part 1 : Observations at the North Atlantic intergyre front ». In : *J. Phys. Oceanogr.* 24, p. 1750-1758.

FIRING, E. et R. GORDON (1990). « Deep ocean acoustic Doppler current profiling ». In : *Proceedings of the IEEE Fourth Working Conference on Current Measurements*. Current Measurements Technology Committee of the Oceanic Engineering Society. Clinton, MD, p. 192-201.

FISCHER, J. et M. VISBECK (1993). « Velocity profiling with self-contained ADCPs ». In : *J. Atmos. Oceanic Technol.* 10, p. 764-773.

FRAJKA-WILLIAMS, E., C. C. ERIKSEN, P. B. RHINES et R. R. HARCOURT (2011). « Determining vertical water velocities from seaglider ». In : *J. Atmos. Oceanic Technol.* 28, p. 1641-1656. DOI : 10.1175/2011JTECHO830.1.

FUDA, J. -L., F. MARIN, F. DURAND et T. TERRE (2013). « Diagnosing ocean vertical velocities off New Caledonia from a SPRAY glider ». In : *Geophys. Res. Abstracts* 15. EGU2013-9721.

GIORDANI, H., L. PRIEUR et G. CANIAUX (2006). « Advanced insights into sources of vertical velocity in the ocean ». In : *Ocean Dyn.* 56, p. 513-524. DOI : 10.1007/s10236-005-0050-1.

KLEIN, P. et G. LAPEYRE (2009). « The oceanic vertical pump induced by mesoscale and submesoscale turbulence ». In : *Annu. Rev. Mar. Sci.* 1, p. 351-375. DOI : 10.1146/annurev.marine.010908.163704.

LÉVY, M., P. J. S. FRANKS et K. S. SMITH (2018). « The role of submesoscale currents in structuring marine ecosystems ». In : *Nat. Commun.* 9, p. 4758. DOI : 10.1038/s41467-018-07059-3.

LÉVY, M., D. IOVINO, L. RESPLANDY, P. KLEIN et al. (2012). « Large-scale impacts of submesoscale dynamics on phytoplankton : Local and remote effects ». In : *Ocean Modelling* 43, p. 77-93. DOI : 10.1016/j.ocemod.2011.12.003.

LIEN, R. -C., T. Y. TANG, M. H. CHANG et E. A. D'ASARO (2005). « Energy of nonlinear internal waves in the South China Sea ». In : *Geophys. Res. Lett.* 32, p. L05615. DOI : 10.1029/2004GL022012.

LINDSTROM, S. S. et D. R. WATTS (1994). « Vertical motion in the Gulf Stream Near 68°W ». In : *J. Phys. Oceanogr.* 24, p. 2321-2333.

MAHADEVAN, A. (2016). « The impact of submesoscale physics on primary productivity of plankton ». In : *Annu. Rev. Mar. Sci.* 8, p. 161-184. DOI : 10.1146/annurev-marine-010814-015912.

MAHADEVAN, A. et A. TANDON (2006). « An analysis of mechanisms for submesoscale vertical motion at ocean fronts ». In : *Ocean Modelling* 14, p. 241-256. DOI : 10.1016/j.ocemod.2006.05.006.

MARGIRIER, F., A. BOSSE, P. TESTOR, B. L'HÉVÉDER et al. (2017). « Characterization of convective plumes associated with oceanic deep convection in the Northwestern Mediterranean from high-resolution in situ data collected by gliders ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 122, p. 9814-9826. DOI : 10.1002/2016JC012633.

MARTIN, A. P., K. J. RICHARDS et M. J. FASHAM (2001). « Phytoplankton production and community structure in an unstable frontal region ». In : *J. Mar. Syst.* 28, p. 65-89. DOI : 10.1016/S0924-7963(00)00084-1.

MCGILLICUDDY, D. J. (2016). « Mechanisms of Physical-Biological-Biogeochemical Interaction at the Oceanic Mesoscale ». In : *Annu. Rev. Mar. Sci.* 8, p. 125-159. DOI : 10.1146/annurev-marine-010814-015606.

MCWILLIAMS, J. C. (2016). « Submesoscale currents in the ocean ». In : *Proc. Roy. Soc. A* 472, p. 20160117. DOI : 10.1098/rspa.2016.0117.

MELONI, M., J. BOUFFARD, A. M. DOGLIOLI, A. A. PETRENKO et al. (2019). « Toward science-oriented validations of coastal altimetry : Application to the Ligurian Sea ». In : *Remote Sens. of Environ.* 224, p. 275-288. DOI : 10.1016/j.rse.2019.01.028.

MERCKELBACH, L., D. SMEED et G. GRIFFITHS (2010). « Vertical water velocities from underwater gliders ». In : *J. Atmos. Oceanic Technol.* 27, p. 547-563. DOI : 10.1175/2009JTECHO710.1.

MILLOT, C. (1999). « Circulation in the western Mediterranean Sea ». In : *J. Mar. Syst.* 20, p. 423-442.

PETRENKO, A. A. (2003). « Variability of circulation features in the Gulf of Lion NW Mediterranean Sea. Importance of inertial currents ». In : *Oceanologica Acta* 26, p. 323-338. DOI : 10.1016/S0399-1784(03)00038-0.

PINOT, J.-M., J. TINTORÉ et D.-P. WANG (1996). « A study of the omega equation for diagnosing vertical motions at ocean fronts ». In : *J. Mar. Res.* 54, p. 239-259.

POLLARD, R. T. et L. A. REGIER (1992). « Vorticity and vertical circulation at an ocean front ». In : *J. Phys. Oceanogr* 22, p. 609-625.

POLZIN, K., E. KUNZE, J. HUMMON et E. FIRING (2002). « The finescale response of lowered ADCP velocity profiles ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 19, p. 205-224.

QIU, B., S. CHEN, P. KLEIN, H. TORRES et al. (2020). « Reconstructing Upper-Ocean Vertical Velocity Field from Sea Surface Height in the Presence of Unbalanced Motion ». In : *Journal of Physical Oceanography* 50, p. 55-79. DOI : 10.1175/JPO-D-19-0172.1.

ROUSSELET, L. (2018). « Étude de l'influence de la circulation à (sous)mésoéchelle sur la distribution spatiale des éléments biogéochimiques et biologiques à l'aide de mesures in situ et satellites couplées physique-biogéochimie ». Aix-Marseille University, p. 167. URL : https://www.theses.fr/2018AIXM0421.

ROUSSELET, L., A. M. DOGLIOLI, A. de VERNEIL, A. PIETRI et al. (2019). « Vertical Motions and Their Effects on a Biogeochemical Tracer in a Cyclonic Structure Finely Observed in the Ligurian Sea ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 124.6, p. 3561-3574. DOI : 10.1029/2018JC014392.

RUIZ, S., M. CLARET, A. PASCUAL, A. OLITA et al. (2019). « Effects of oceanic mesoscale and submesoscale frontal processes on the vertical transport of phytoplankton ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 124, p. 5999-6014. DOI : 10.1029/2019JC015034.

SARDOU, J., M. ETIENNE et V. ANDERSEN (1996). « Seasonal abundance and vertical distributions of macroplankton and micronekton in the Northwestern Mediterranean Sea ». In : *Oceanologica Acta* 19, p. 645-656.

SASAKI, H., P. KLEIN, B. QIU et Y. SASAI (2014). « Impact of oceanic-scale interactions on the seasonal modulation of ocean dynamics by the atmosphere ». In : *Nature Communication* 5, p. 5636. DOI : 10.1038/ncomms6636.

SCHOTT, F. et K. D. LEAMAN (1991). « Observations with moored acoustic Doppler current profilers in the convection regime in the Golfe du Lion ». In : *Journal of Physical Oceanography* 21, p. 558-574.

SCHOTT, F., M. VISBECK, U. SEND, J. FISCHER et al. (1996). « Observations of deep convection in the Gulf of Lions, Northern Mediterranean during the winter of 1991/92 ». In : *Journal of Physical Oceanography* 26, p. 505-524.

SHEARMAN, R. K., J. A. BARTH et P. M. KOSRO (1999). « Diagnosis of the three-dimensional circulation associated with mesoscale motion in the California current ». In : *Journal of Physical Oceanography* 29, p. 651-670.

STEFFEN, E. L. et E. A. D'ASARO (2002). « Deep convection in the Labrador Sea as observed by lagrangian floats ». In : *Journal of Physical Oceanography* 32, p. 475-492. DOI : 10.1175/1520-0485(2002)032<0475:DCITLS>2.0.CO;2.

STRASS, V. H. (1994). « Mesoscale instability and upwelling. Part 2 : Testing the diagnostics of vertical motion with a three-dimensional ocean front model ». In : *Journal of Physical Oceanography* 24, p. 1759-1767.

TARLING, G.A., F. BUCHHOLZ et J.B.L. MATTHEWS (1999). « The effect of a lunar eclipse on the vertical migration behaviour of *Meganyctiphanes norvegica* (Crustacea : Euphausiacea) in the Ligurian Sea ». In : *J. Plankton Res.* 21, p. 1475-1488. DOI : 10.1093/plankt/21.8.1475.

TARLING, G.A., J.B.L. MATTHEWS, P. DAVID, O. GUERIN et al. (2001). « The swarm dynamics of northerne krill (*Meganyctiphanes norvegica*) and pteropods (*Cavolinia inflexa*) during vertical migration in the Ligurian Sea observed by an acoustic Doppler current profiler ». In : *Deep-Sea Research I* 48, p. 1671-1686. DOI : 10.1016/S0967-0637(00)00105-9.

TARRY, D. R., S. ESSINK, A. PASCUAL, S. RUIZ et al. (2021). « Frontal convergence and vertical velocity measured by drifters in the Alboran Sea ». In : *Journal of Geophysical Research* 126. DOI : 10.1029/2020JC016614.

THOMAS, L. N., A. TANDON et A. MAHADEVAN (jan. 2008). « Submesoscale processes and dynamics ». In : *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series* 177, p. 17-38. DOI : 10.1029/177GM04.

THURNHERR, A. M. (2011). « Vertical velocity from LADCP data ». In : *IEEE/OES 10th Current, Waves and Turbulence Measurements (CWTM)*. Monterey, CA, p. 198-204.

TINTORÉ, J., D. GOMIS, S. ALONSO et G. PARRILLA (1991). « Mesoscale Dynamics and vertical motion in the Alboran Sea ». In : *Journal of Physical Oceanography* 21, p. 811-823.

TZORTZIS, R., A. M. DOGLIOLI, S. BARRILLON, A. A. PETRENKO et al. (2021). « Impact of moderately energetic fine-scale dynamics on the phytoplankton community structure in the western Mediterranean Sea ». In : *Biogeosciences* 18, p. 6455-6477. DOI : 10.5194/bg-18-6455-2021.

WELLER, R. A., D. L. RUDNICK, N. J. PENNINGTON, R. P. TRASK et al. (1990). « Measuring Upper Ocean Variability from an Array of Surface Moorings in the Subtropical Convergence Zone ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 7, p. 68-84.

YU, X., A. C. N. GARABATO, A. P. MARTIN, C. E. BUCKINGHAM et al. (2019). « An Annual Cycle of Submesoscale Vertical Flow and Restratification in the Upper Ocean ». In : *Journal of Physical Oceanography* 49, p. 1439-1461. DOI : 10.1175/JPO-D-18-0253.1.

Chapitre 4

Estimations indirectes des vitesses verticales océaniques

Sommaire

4.1 Avant-propos 78
4.2 Approche par modélisation : étude des vitesses verticales générées dans une dynamique éphémère de fine échelle 80
4.2.1 Introduction 80
4.2.2 Matériel et méthodes 82
4.2.2.1 Les modèles numériques 82
4.2.2.2 Validation des sorties numériques et tests de sensibilité 83
4.2.3 Résultats 84
4.2.4 Discussion 89
4.2.5 Conclusion 90
4.3 Approche par équation-ω : étude des vitesses verticales générées dans une dynamique stable de mésoéchelle 92
4.3.1 Introduction 92
4.3.2 Matériel et méthodes 93
4.3.3 Résultats 95
4.3.4 Discussion 97
4.3.5 Conclusion 99
Bibliographie 101

4.1. Avant-propos

Les caractéristiques de la campagne FUMSECK, et les données récoltées, nous ont offert l'opportunité d'analyser les vitesses verticales selon deux approches.
La première, présentée en section 4.2, utilise le modèle numérique de circulation océanique régionale : SYMPHONIE. Nous avons choisi cette approche afin d'étudier la réponse des vitesses verticales océaniques dans une dynamique éphémère face à un évènement météorologique très localisé, aussi bien dans l'espace que dans le temps (figure 4.1).

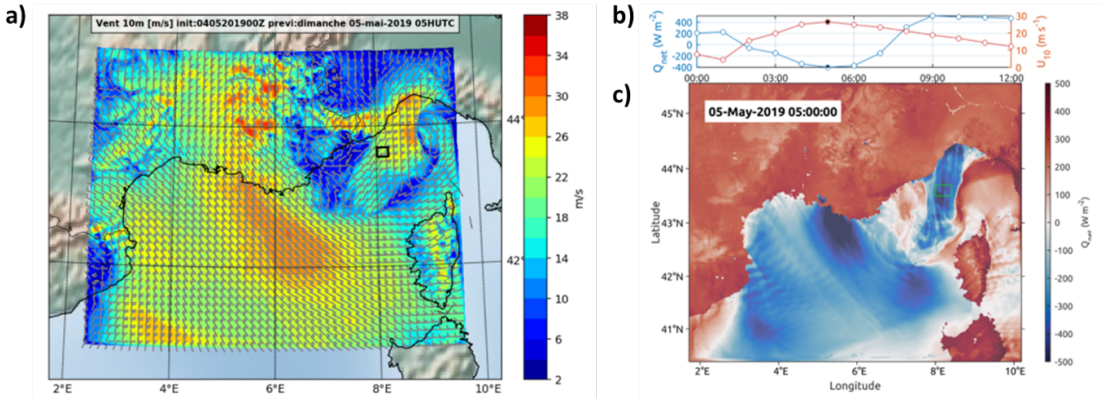

FIGURE 4.1. – Modélisation de la situation météorologique (modèle WRF-ARW v4.2.1) le 5 mai 2019, représentant a) l'intensité du vent à 10 m à 05:00 am (UTC), b) l'évolution temporelle de l'intensité du vent et du flux de chaleur entre 00:00 et 12:00 am (UTC), et c) le flux de chaleur à 05:00 am (UTC) (BARRILLON et al. 2023). Par convention un flux négatif indique un transfert de chaleur de l'océan vers l'atmosphère, et inversement pour un flux positif.

La seconde approche est basée sur l'utilisation de l'équation-ω. Nous avons appliqué cette méthode d'estimation de façon à étudier l'état des vitesses verticales d'un point de vue plus global, en considérant une dynamique générale stable à plus large échelle spatiale et temporelle (figure 4.2).

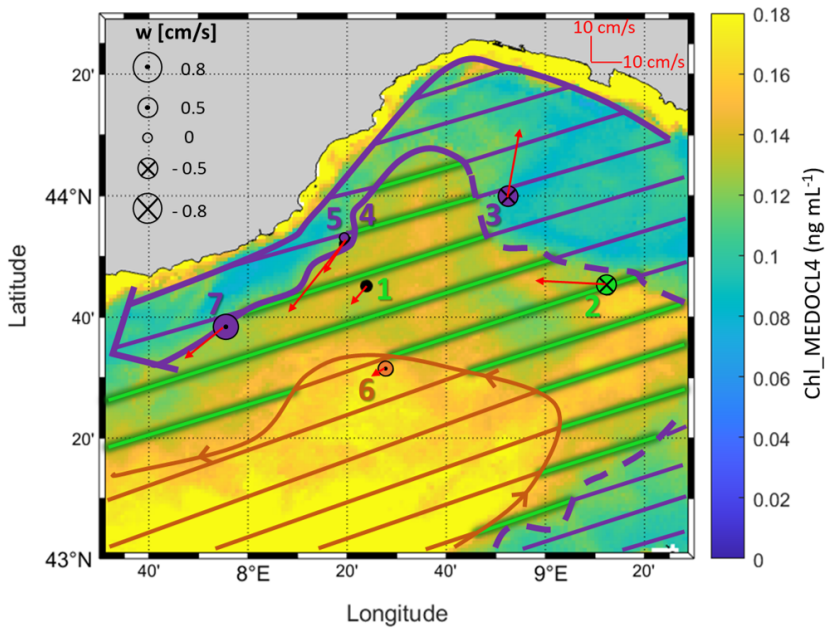

FIGURE 4.2. – Schéma bilan de la circulation générale durant la campagne FUMSECK, modifiée de BARRILLON et al. 2023 superposée à l'image satellite de chlorophylle de surface (en µg mL^{-1}) moyennée sur la période de la campagne FUMSECK (du 1er au 5 mai 2019). On distingue trois zones de circulation : le courant Liguro-Provençal (ou courant Nord, en violet), la recirculation cyclonique (en orange) et une zone intermédiaire (en vert). Les flèches rouges représentent les vecteurs de courants horizontaux moyennés sur 0 - 200 m et mesurés en station par le FF-ADCP, les cercles vectoriels représentent la composante verticale des courants moyennée sur 0 - 200 m et mesurée par le FF-ADCP.

4.2. Approche par modélisation : étude des vitesses verticales générées dans une dynamique éphémère de fine échelle

Article initialement soumis dans Geophysical Research Letters, puis re-soumis et publié dans Journal of Water Resources and Ocean Science, traduction en français.

Near inertial oscillations and vertical velocities modulating phytoplankton after a storm in the Mediterranean Sea

Caroline Comby[1], A. A. Petrenko[1], C. Estournel[2], P. Marsaleix[2], C. Ulses[2], A. Bosse[1], A. Doglioli[1] and S. Barrillon[1]

Journal of Water Resources and Ocean Science, 2023, 12 (2), pp. 31-37, https://doi.org/10.11648/j.wros.20231202.12

[1] *Aix-Marseille Université, Université de Toulon, CNRS, IRD, MIO UM 110, 13288 Marseille, France*

[2] *Université de Toulouse, LEGOS (CNES/CNRS/IRD/UPS), Toulouse, France*

Une étude de modélisation numérique est menée pour représenter l'effet hydrodynamique et la réponse du phytoplancton lors d'une tempête intense à la fin du printemps 2019 dans le Nord-Ouest de la mer Méditerranée, avec une attention particulière sur les vitesses verticales. Cette étude numérique complète une précédente analyse basée sur des observations in situ collectées lors de la campagne océanographique FUMSECK. La simulation numérique réaliste démontre que la tempête a déclenché d'intenses oscillations quasi-inertielles (*Near Inertial Oscillation*, NIO) sur une zone de 5000 km^2, dans un système bi-couche, et que cet effet a persisté durant trois à quatre jours. Nous démontrons que les vitesses verticales des NIOs suivent elles aussi un mode oscillatoire. Ces vitesses verticales atteignent un maximum de 10^{-3} m s^{-1} et sont associées à une augmentation de 1.3 fois la concentration totale de chlorophylle. Ces résultats soulignent l'importance de considérer la dynamique verticale associée aux NIOs induites par des événements de plus en plus fréquents et intenses dans un contexte de changement global.

4.2.1. Introduction

Les courants de fréquence proche de l'inertie constituent la partie la plus énergétique du spectre des ondes internes de l'océan. L'oscillation inertielle ou quasi-

inertielle (NIO) est une caractéristique omniprésente des mouvements océaniques et peut être observée à toutes les profondeurs et latitudes de l'océan mondial (D'ASARO 1995). Les NIOs sont générées par deux mécanismes distincts : soit par la propagation des ondes de gravité longues (i.e. ondes se propageant à l'interface d'un fluide soumis à la gravité, par exemple la houle, les ondes internes, etc.) dans une colonne d'eau stratifiée, soit par la relaxation d'un forçage par un vent local fort (MILLOT et al. 1981). Des études basées sur des modèles réalistes pour les régions oligotrophes de l'océan ouvert ont montré l'impact de mouvements énergétiques intermittents forcés par des vents oscillatoires d'une fréquence proche de l'inertie, sur la biomasse du phytoplancton et la biogéochimie (LÉVY et al. 2009 ; WHITT et al. 2017). Ces études montrent comment ces événements peuvent avoir un impact sur les couches de mélange profondes, induisant des apports intermittents de nutriments, et soutenir la croissance du phytoplancton.

En mai 2019, la campagne FUMSECK (Facilities for Updating the Mediterranean Submesoscale - Ecosystem Coupling Knowledge, BARRILLON 2019), présentée dans le chapitre précédent, a été marquée par une tempête courte mais très intense conduisant à une dynamique d'oscillation inertielle dans une région très localisée de la mer Ligure. Cet événement météorologique peut être qualifié d'exceptionnel, du fait de son occurrence semi-décennale à décennale pour cette période de l'année dans la région liguro-provençale (BARRILLON et al. 2023). La tempête a forcé l'interruption de l'échantillonnage in situ pendant 24 heures. Afin de compléter le jeu de données in situ, par nature limité dans le temps et l'espace, nous utilisons un modèle numérique 3D de circulation océanique réaliste. Le modèle SYMPHONIE (MARSALEIX et al. 2006) est particulièrement adapté aux processus et à la zone étudiés. Ce modèle s'est avéré utile et efficace lors d'études précédentes dans le Nord-Ouest de la mer Méditerranée pour étudier des phénomènes tels que la convection profonde et les processus frontaux de sous-mésoéchelle associés (HERRMANN et al. 2008 ; ESTOURNEL et al. 2016 ; BOSSE et al. 2021), la formation d'eau dense sur le plateau et la cascade le long de la pente (DUFAU-JULLIAND et al. 2004 ; ESTOURNEL et al. 2005 ; ULSES et al. 2008) ou, couplé au modèle biogéochimique Eco3M-S, pour évaluer les bilans biogéochimiques (ULSES et al. 2016 ; ULSES et al. 2021). Le couplage avec le modèle Eco3M-S nous permet d'observer la réponse des variables biogéochimiques caractérisant la productivité primaire de la zone d'étude en réponse à son forçage physique. Étant donné que des changements dans la fréquence et l'intensité des tempêtes méditerranéennes sont attendus (LIONELLO et al. 2006 ; FLAOUNAS et al. 2022), cette connaissance est importante pour

évaluer l'impact du changement climatique sur l'écologie et la biogéochimie de la mer Méditerranée.

Les oscillations inertielles sont généralement décrites par leurs composantes de vitesse horizontale. Néanmoins, la composante verticale du courant généré par ces oscillations peut avoir des conséquences importantes sur la biologie de la couche euphotique. Dans cette partie, traduite d'un article en préparation, nous décrivons la structure et l'évolution du mouvement proche de l'inertie généré par la tempête intense de fin de printemps (de quelques heures le 5 mai 2019) rencontrée lors de FUMSECK dans le Nord-Ouest de la mer Méditerranée. L'objectif de ce travail est de mettre en évidence l'importance des vitesses verticales générées par les NIOs et l'impact de cet événement sur la réponse phytoplanctonique.

4.2.2. Matériel et méthodes

4.2.2.1. Les modèles numériques

Dans cette étude, nous avons réalisé un couplage *off line* entre le modèle régional 3D de circulation océanique SYMPHONIE (MARSALEIX et al. 2006 ; MARSALEIX et al. 2008 ; ESTOURNEL et al. 2021), et le modèle biogéochimique Eco3M-S (ULSES et al. 2016), mis en œuvre pour l'ensemble de la mer Méditerranée (ESTOURNEL et al. 2021). La version du modèle de circulation océanique SYMPHONIE est basée sur les approximations de Boussinesq et hydrostatique, discrétisées sur une grille horizontale curviligne Arakawa C et une grille verticale de type sigma-hybride généralisée. Le domaine numérique couvre la mer Méditerranée, incluant la mer Ligure, avec une résolution comprise entre 2 et 4.5 km, avec 60 niveaux verticaux, comme décrit dans ESTOURNEL et al. (2021). Le forçage atmosphérique est calculé à l'aide de formules globales appliquées aux prévisions horaires du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF, *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*). Le forçage par les marées est pris en compte et le modèle hydrodynamique est initialisé en avril 2011 comme décrit dans ESTOURNEL et al. (2021). Les simulations numériques se terminent le 20 mai 2019.

Le modèle biogéochimique Eco3M-S est un modèle fonctionnel multi-nutriments et multi-planctons qui simule la dynamique de l'écosystème planctonique pélagique et les cycles du carbone, de l'azote, du phosphore, du silicium et de l'oxygène. Il a été forcé *off line* par les sorties horaires du modèle hydrodynamique. L'advection et la diffusion des variables biogéochimiques ont été calculées à l'aide du schéma QUICKEST (QUICK with Estimated Streaming Terms) (LEONARD 1979) sur l'horizontale et d'un

schéma centré sur la verticale.

4.2.2.2. Validation des sorties numériques et tests de sensibilité

Une comparaison entre les données modélisées et observées a été effectuée avec des mesures physiques et biogéochimiques in situ de la campagne FUMSECK. Les trois composantes des courants océaniques ont été directement mesurées à l'aide d'un profileur acoustique de courant à effet Doppler de type Sentinel V50 (COMBY et al. 2022). Pour les variables hydrologiques (température, conductivité, pression), deux sondes CTD (système embarqué sur carrousel SBE911 et RBR concerto) ont été utilisées. La concentration en chlorophylle du modèle Eco3M-S a été comparée aux mesures effectuées par le glider déployé lors de la campagne FUMSECK. Mis à l'eau le 1er mai 2019, il a traversé l'une des stations modélisées (station 4, figure 4.3) à deux reprises avant la tempête, puis a été récupéré le matin du 6 mai 2019. La calibration des données in situ et la trajectoire du glider sont décrites dans BARRILLON et al. 2023. Par ailleurs, notons qu'une seconde comparaison du même type a été effectuée à partir de concentrations chlorophylliennes mesurées par chromatographie en phase liquide haute performance (HPLC) sur le site Boussole (situé en mer Ligure). Le détail de ces comparaisons est présenté en ANNEXE C.

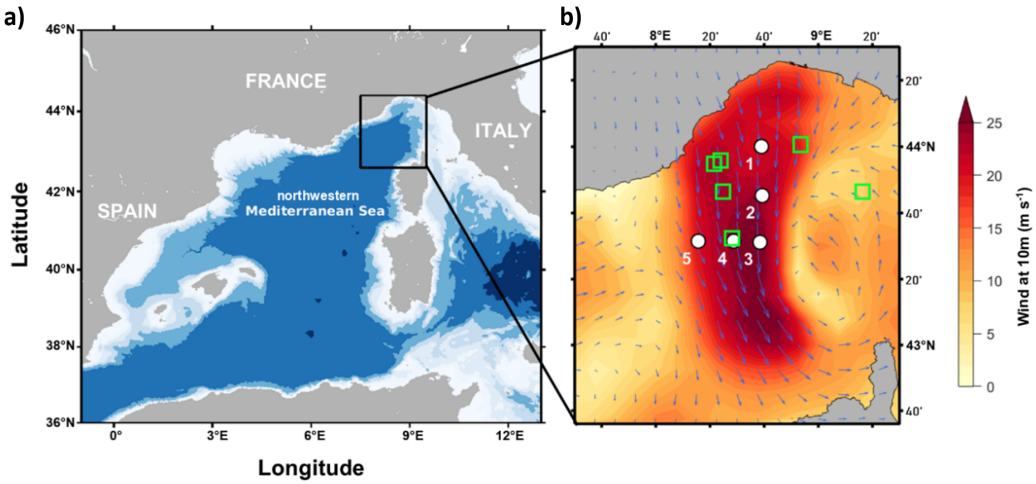

FIGURE 4.3. – a) Carte de la bathymétrie du bassin méditerranéen Nord-occidental. b) Zoom sur la mer Ligure, la position des stations modélisées est représentée par les cercles blancs, l'intensité et la direction des vents (prévisions ECMWF) à 10 m pour le 5 mai 2019, 07 :30 am sont représentées respectivement par la couleur de la carte et par les flèches. Les carrés verts représentent les positions des stations FUMSECK (positions d'échantillonnage in situ utilisées pour la validation du modèle).

Nous avons concentré notre étude sur les stations situées dans l'axe du couloir de vent généré par la tempête ainsi que dans son axe perpendiculaire (figure 4.3, stations 1 à 5). Les cinq stations se comportant de manière similaire, nous avons choisi de présenter les résultats de la station 4, correspondant à l'un des échantillonnages in situ avant la tempête (4 mai 2019). Nous avons utilisé la méthode des seuils de BOYER MONTÉGUT et al. (2004) définissant la profondeur de la couche de mélange (*Mixed Layer Depth*, MLD) comme la profondeur à laquelle la différence de température par rapport à une profondeur de référence proche de la surface, fixée à 10 m, atteint une valeur seuil de 0.2 ° C. Des tests de sensibilité ont été effectués pour discerner l'impact du vent et de la marée sur le déclenchement des NIOs. À cette fin, quatre simulations ont été effectuées avec présence ou absence des forçages du vent et de la marée. Ces conditions ont été appliquées à partir de janvier 2019.

4.2.3. Résultats

Les données in situ ont été collectées pendant la campagne FUMSECK lors de six profils verticaux (voir l'emplacement des carrés verts dans la figure 4.3) entre la surface et 150 à 200 m de profondeur, et présentées à la fois dans BARRILLON et al. (2023) pour la partie hydrologique et COMBY et al. (2022) pour la partie hydrodynamique. Nous avons comparé les résultats modélisés avec ces ensembles de données in situ. Ces comparaisons basées sur l'indicateur statistique écart quadratique moyen (*root mean square deviation*, rmsd, figure 4.4) ont montré que les variables hydrologiques modélisées étaient en bon accord avec les mesures in situ, avec un rmsd inférieur à 0.5 ° C pour la température, 0.15 pour la salinité absolue et 0.2 kg m^{-3} pour la densité. Ces accords ont été démontrés dans d'autres études utilisant le modèle SYMPHONIE et incluant l'ensemble de la Méditerranée Nord-occidentale (PETRENKO et al. 2005 ; ESTOURNEL et al. 2016). La circulation générale dans la zone d'étude simulée par le modèle est en bon accord avec les données in situ. Cette circulation est généralement cyclonique et caractérisée par un fort courant côtier orienté vers l'Ouest (ESPOSITO et al. 1982). La comparaison a montré que l'intensité des composantes horizontales de la vitesse du courant numérique était du même ordre de grandeur que celle du courant in situ.

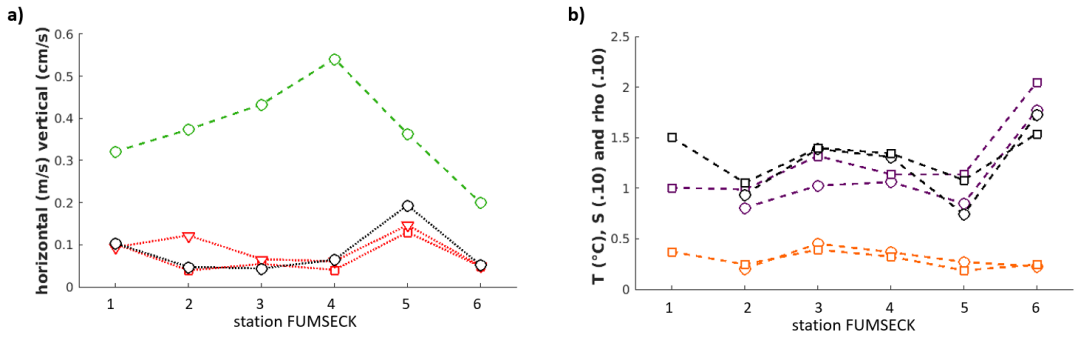

FIGURE 4.4. – Représentation des écarts quadratiques moyens (*rmsd*) entre données modélisées et les données in situ mesurées lors des 6 stations "vitesses verticales" de la campagne FUMSECK.
a) *rmsd* des données de courantologie : u (carrés rouges), v (triangles rouges), $\sqrt{u^2+v^2}$ (en noir), et w (en vert).
b) *rmsd* des données d'hydrologie : température (en orange), salinité ($\times 10$, en violet), masse volumique ($\times 10$, en noir). Les symboles carrés et ronds représentent le calcul basé sur les mesures in situ issues des CTD SBE 911 et RBR concerto respectivement.

Les vitesses verticales numériques ont atteint un maximum de 10^{-3} m s^{-1}, en deçà de la précision de mesure de plusieurs 10^{-3} m s^{-1}, obtenue avec la méthodologie utilisée lors de la campagne FUMSECK. La concentration de chlorophylle in situ intégrée à 200 m de profondeur était 2 à 3 fois supérieure à sa contrepartie numérique, avec une variation relativement limitée dans le temps (ANNEXE C). Nous avons donc utilisé le modèle pour sa capacité à reproduire la variabilité temporelle à la fois physique et biologique.

L'effet de la tempête sur la colonne d'eau pour la station 4 modélisée a été analysé par l'étude de différents paramètres : hydrologiques (température et salinité), physiques (flux de chaleur et courants) et biologiques (concentration totale en chlorophylle), rassemblés dans la figure 4.5. Il se produit un approfondissement et une oscillation de la couche de mélange (ML) et une dilution du maximum de chlorophylle profond (*Deep Chlorophyll Maximum*, DCM) quelques heures après la tempête. Cet approfondissement de la ML est le résultat direct du mélange induit par le vent, conduisant à une perte de chaleur de l'océan vers l'atmosphère (plus de 250 W m^{-2}). La forte contrainte de la tempête a conduit à la déstratification des 60 premiers mètres de la colonne d'eau associée à une diminution de la température de surface, à la disparition du DCM et enfin à une homogénéisation de la chlorophylle au sein de

la ML. Nous avons noté une asymétrie dans l'oscillation de la MLD calculée : la ML s'approfondit plus lentement qu'elle ne remonte. Une oscillation de la salinité a également été observée (figure 4.5 c), la salinité de la ML diminuant lorsque son épaisseur augmente et inversement.

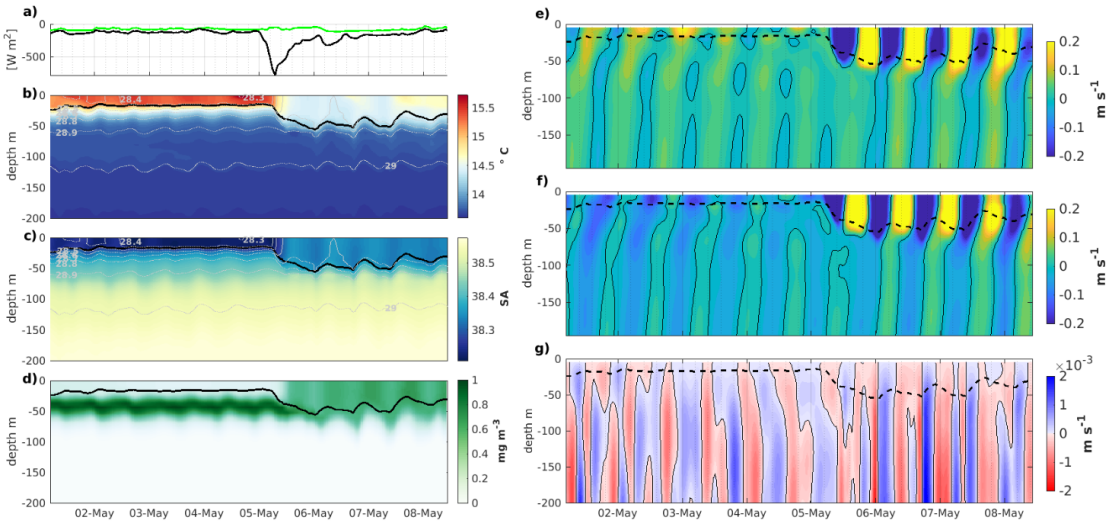

FIGURE 4.5. – Station 4 modélisée : a) flux totaux de surface en noir (flux de chaleur latente et sensible) et solaire en vert (le signe négatif correspond aux flux dirigés de l'océan vers l'atmosphère), b) température, c) salinité, d) concentration totale de chlorophylle, e) composante de vitesse horizontale Ouest - Est, f) composante de vitesse horizontale Sud - Nord, et g) composante de vitesse verticale. b) à g) MLD en ligne pointillée noire, observables représentées en fonction de la profondeur et du temps.

La tempête a intensifié chaque composante du courant d'un facteur de 2 à 3 (figure 4.5 e à g). Cependant, les composantes horizontales n'ont été intensifiées que dans la ML, tandis que la composante verticale a été intensifiée de la surface jusqu'à plus de 200 m. Le pic de vent pendant la tempête a non seulement intensifié les trois composantes du courant, mais a également déclenché des ellipses de courant horizontales. Celles-ci sont typiques des oscillations proches de l'inertie, avec une rotation dans le sens des aiguilles d'une montre (force de Coriolis dans l'hémisphère Nord) dont la période est très proche de la période inertielle à cette latitude (T_{NIO} = 16.7 h vs. $T_{inertielle}$ = 17.4 h à 43.53 ° N, T_{NIO} = 0.96 $T_{inertielle}$). La première période complète d'ellipses de courant pour chacune des cinq stations modélisées est illustrée dans la figure 4.6. Les ellipses de courant ont été déclenchées en commençant par la station 2 puis la station 3 à 07:00 am et 09:00 am respectivement le 5 mai. Le déclenchement

des NIOs s'est poursuivi à 10:00 am le même jour aux stations 1 et 4, puis à 12:00 am à la station 5. Les oscillations ont été déclenchées de manière concentrique, avec une propagation marquée vers l'Ouest ; l'épicentre étant situé directement sous la veine de vent, comme le montre la figure 4.6. L'épisode venteux produit par la tempête a donc déclenché des NIOs sur une zone d'environ 5000 km^2 en l'espace de 5 heures. À l'Est de la veine de vent (correspondant aux stations 1 à 3, figure 4.3), le modèle ne montre aucune oscillation inertielle de la masse d'eau.

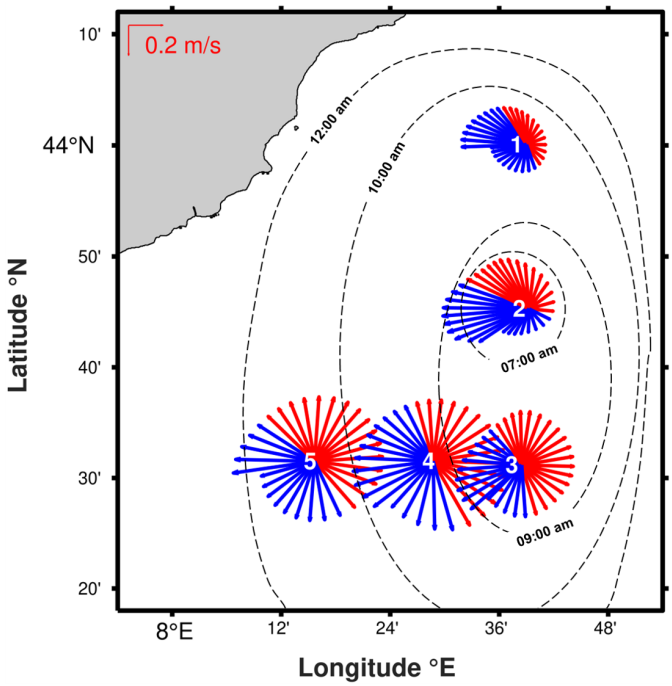

FIGURE 4.6. – Oscillations quasi-inertielles à 30 m, vecteurs des courants horizontaux représentés sur leur première période, avec vitesse verticale ascendante en bleu, et descendante en rouge. L'heure de déclenchement de chacune des ellipses de courant est schématisée en ligne pointillée, pour le 5 mai 2019.

Dans le plan vertical, on observe une oscillation horizontale d'un système bi-couche en opposition de phase, plus intense dans la couche supérieure que dans la couche inférieure, associée à une oscillation verticale homogène sur la couche $0 - 200$ m (figure 4.5 g). La fréquence d'oscillation, légèrement supérieure à la période inertielle (f_{NIO} = 1,04 f_C, avec f_C la fréquence de Coriolis), signifie que le système d'oscillation n'était pas strictement horizontal mais légèrement incliné, de moins d'un degré (d'après la relation de dispersion de l'onde de gravité interne), par rapport au plan gravimétrique

horizontal. Par conséquent, la propagation des ondes à cet angle ($\theta < 1$ °) implique une composante verticale associée (c'est-à-dire $w = tan(\theta) \times U \approx 0.01 \times 0.1 = 1\ .10^{-3}$ m s^{-1}), correspondant à l'ordre de grandeur des vitesses verticales modélisées. Cela a produit une intensification de la composante verticale du courant, avec une oscillation sinusoïdale synchronisée avec les composantes horizontales (figure 4.5 e à g). Nous avons observé que cet effet sur la vitesse verticale ne se produisait pas immédiatement après le déclenchement du système d'oscillation horizontale à deux couches, mais après un léger temps de relaxation de l'ordre de 8 à 9 heures (c'est-à-dire environ la moitié de la période de Coriolis).

La variabilité du spectre de puissance suivant les différentes simulations des tests de sensibilité est notable. La simulation avec vent mais marée nulle et la simulation réaliste présentent la puissance la plus élevée à la période sub-inertielle de 16.7 h (figure 4.7), mentionnée précédemment. Les tests de sensibilité ont montré que le phénomène de marée, et en particulier son harmonique semi-diurne (12.3 h), contribue à l'intensification des vitesses verticales lors du déclenchement des NIOs par le vent.

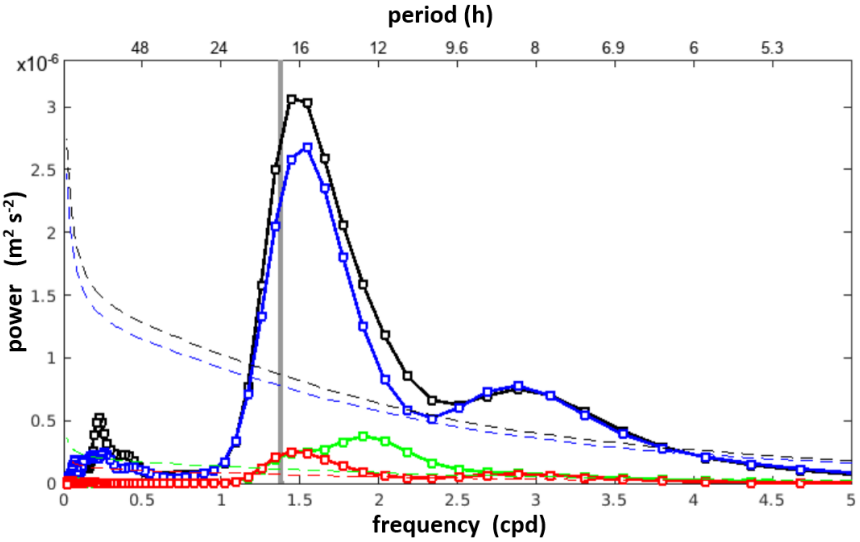

FIGURE 4.7. – Spectres de puissance des vitesses verticales moyens sur 0-200 m (station 4) issus des tests de sensibilité : vent + marée en noir, vent + sans marée en bleu, sans vent + marée en vert, et sans vent + sans marée en rouge ; avec en gris : fréquence inertielle (également période inertielle) pour la latitude de la station modélisée (43.53 ° N). Les lignes pointillées représentent le cône d'influence de chaque test de sensibilité, selon la méthode d'analyse en ondelettes de TORRENCE et al. 1998.

4.2.4. Discussion

L'oscillation de la vitesse verticale générée par les NIOs a modulé la variation de la concentration totale de chlorophylle pendant les premières 24 heures, avec une augmentation de la concentration totale intégrée de chlorophylle qui a persisté pendant plusieurs jours (figure 4.8 a). L'augmentation de la concentration de chlorophylle en surface est liée à deux processus associés : (i) le mélange du DCM avec advection de la chlorophylle du DCM vers la surface, et (ii) une augmentation significative (facteur 1.3 entre le 5 et le 7 mai) de la concentration totale de chlorophylle intégrée sur les 200 premiers mètres. Par ailleurs, les concentrations en nitrates et oxygène dissous représentées par le modèle répondent en deux temps à la tempête (figure 4.8 b). Tout d'abord, l'intensification des vitesses verticales par le déclenchement des NIOs a pour effet d'augmenter la variabilité des concentrations intégrées dans les 200 premiers mètres. Dans un second temps, lorsque le maximum de concentration en chlorophylle est atteint, la concentration moyenne en nitrates diminue et celle en oxygène augmente, et ce, malgré le maintien de l'amplitude de leur variabilité par les vitesses verticales.

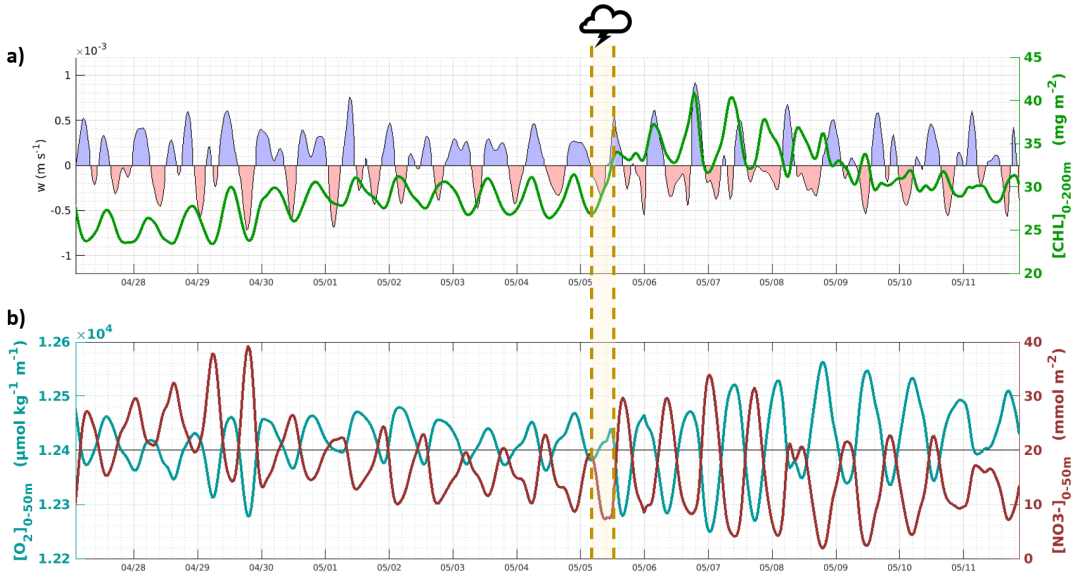

FIGURE 4.8. – a) Concentration de chlorophylle intégrée sur 0 - 200 m de profondeur, superposée aux vitesses verticales numériques à 40 m, à la station 4. b) Concentrations en oxygène et nitrates intégrées sur 0 - 200 m de profondeur à la station 4. La période d'activité de la tempête est représentée en jaune.

Ces résultats expliquent les observations de BARRILLON et al. (2023), qui ont décrit l'effet de dilution du DCM mais n'ont pas observé d'augmentation de la biomasse intégrée, puisque la campagne a dû se terminer avant que l'augmentation ne puisse se produire. Par ailleurs, BARRILLON et al. (2023) ont mis en évidence une augmentation de la concentration en surface des nitrates et du carbone organique particulaire. Ce fait, combiné à nos simulations numériques montrant un refroidissement des eaux de surface, une intensification des vitesses verticales, une augmentation de la concentration en chlorophylle et une synchronisation de l'oscillation de ces deux dernières, nous permet de montrer comment les vitesses verticales engendrées par les NIOs ont généré un environnement favorable au développement du phytoplancton.

Dans leur étude, BLACK et al. (2008) ont analysé une série d'ouragans générant des oscillations inertielles et ont mis en évidence l'établissement d'un pompage inertiel associé à un déplacement isopycnal d'au moins 10 m. Bien que la tempête de la campagne FUMSECK n'ait pas été comparable en intensité aux ouragans décrits, nous avons retrouvé les mêmes caractéristiques d'approfondissement et d'oscillation de la MLD, avec un déplacement isopycnal de 10 - 15 m. Ces auteurs ont également insisté sur l'impact des ouragans sur la biogéochimie de l'océan supérieur ainsi que sur les bilans globaux de nutriments et de carbone. Comme mentionné précédemment, les futures modifications d'intensité et de fréquence des évènements météorologiques méditerranéens (LIONELLO et al. 2006; FLAOUNAS et al. 2022) indiquent qu'il sera nécessaire à l'avenir d'évaluer les impacts de ces événements, à la fois localement et à l'échelle mondiale. Une telle tempête peut être considérée comme un cas d'étude important pour le couplage physique-biogéochimique, en particulier dans des conditions oligotrophiques avec stratification de surface, telles qu'on les retrouve en mer Ligure.

4.2.5. Conclusion

Les réactions de l'océan supérieur à une tempête intense survenue à la fin du printemps ont été décrites. Cette étude, basée sur un modèle hydrostatique régional de circulation océanique, a fourni une dynamique tridimensionnelle des oscillations quasi inertielles générées par un événement météorologique intense et rare, compensant l'absence d'échantillonnage in situ pendant la tempête. Les vitesses verticales numériques ont atteint un maximum de 10^{-3} m s^{-1}, compatibles avec les données de la campagne FUMSECK qui ont une sensibilité de quelques 10^{-3} m s^{-1}. Elles ont été considérablement intensifiées par la tempête et ont oscillé à une fréquence proche

de la fréquence inertielle, en synchronisation avec les composantes horizontales du courant, mais sur toute la profondeur. Cette approche a mis en évidence un phénomène d'amplification des vitesses horizontales et verticales, ainsi que l'intensification de la composante verticale des oscillations quasi-inertielles dans un système à deux couches, généralement décrit dans le seul plan horizontal. Nous insistons sur la nécessité de prendre en compte l'influence de ces vitesses verticales à haute fréquence sur la biologie et la biogéochimie. En effet, l'analyse de la réponse biogéochimique à cette dynamique se traduit par une augmentation de la concentration en chlorophylle, en phase avec les oscillations de vitesse verticale, qui n'est pas uniquement la résultante d'une dilution du DCM dans la couche de mélange. Ces résultats soulignent l'importance de considérer la dynamique verticale associée aux NIOs induites par des événements de plus en plus fréquents et intenses dans un contexte de changement global.

4.3. Approche par équation-ω : étude des vitesses verticales générées dans une dynamique stable de mésoéchelle

4.3.1. Introduction

Nous avons vu précédemment que l'enjeu de l'estimation des vitesses verticales, dans les études de fine échelle couplant physique et biologie, est que la dynamique du plancton est soumise aux mouvements verticaux qui modulent l'exposition des cellules à la lumière ainsi que les apports de nutriments. De nombreuses études ont donc employé l'équation-ω afin d'évaluer des champs de dynamique verticale océanique (LÉVY et al. 2001 ; MAHADEVAN 2016 ; ROUSSELET et al. 2019).

Dans les fronts de fine échelle, propices à la formation de vitesses verticales (RUDNICK 1996), l'approche courante est l'utilisation de l'équation-ω dans sa forme **Q**-vector, développée par HOSKINS et al. (1978). Cette approche est basée sur la théorie quasi-géostrophique, qui n'est valide que dans le cas de nombre de Rossby faible ($R_o < 1$). Dans le cadre de la campagne FUMSECK, nous avons identifié une structure frontale au Nord Est de la zone d'étude, dont l'estimation du nombre de Rossby montre que la dynamique de la structure étudiée satisfait l'hypothèse quasi-géostrophique ($R_o = \frac{U}{Lf} \approx \frac{0.3}{50\times10^3\times1.0039\times10^{-4}} \approx \frac{0.3}{5} \approx 0.06$).

L'utilisation de cette équation-ω nécessite de repérer une structure potentiellement source de mouvements verticaux idéalement intenses et persistants. Une fois cette structure repérée, un *mapping* régulier des paramètres de courantologie horizontale (courants horizontaux, mesurés par ADCP de coque) et d'hydrologie (densité, mesurée par MVP, *Moving Vessel Profiler*) doit être réalisé dans la zone d'étude, en vue d'une interpolation 3D sur toute la zone. Afin de résoudre l'équation-ω dans sa forme **Q**-vector, nous avons utilisé le solveur de calcul numérique développé par PIETRI et al. (2021).

En vue de l'application de l'équation-ω, la stratégie d'échantillonnage doit nécessairement être régulière pour une bonne synopticité des mesures in situ (ALLEN et al. 2001). C'est la raison pour laquelle, dans la littérature, on retrouve des stratégies de *mapping* bien spécifiques, selon des trajectoires en accordéon (RUDNICK 1996 ; DE VERNEIL et al. 2019 ; BARCELÓ-LLULL et al. 2021), en papillon (ROUSSELET et al. 2019), ou encore en hippodrome (TZORTZIS et al. 2021).

4.3.2. Matériel et méthodes

De nombreuses études ont appliqué cette approche indirecte pour calculer des champs de vitesses verticales à partir de données d'observation in situ de température, de salinité et de courantologie horizontale (HOSKINS et al. 1978 ; TINTORÉ et al. 1991 ; POLLARD et al. 1992 ; THOMAS et al. 2010 ; BARCELÓ-LLULL et al. 2017 ; RUIZ et al. 2019). L'équation-ω dans sa version quasi-géostrophique, ou **Q**-vector, utilisée ici, repose sur l'équation établie par HOSKINS et al. (1978) :

$$N^2 {\nabla_\mathrm{H}}^2 w + f^2 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = 2\nabla_\mathrm{H} \cdot \mathbf{Q} \tag{4.1}$$

avec N la fréquence de Brunt-Väisälä, f le paramètre de Coriolis, w la composante verticale de vitesse agéostrophique, et **Q**-vector ($\mathbf{Q} = \mathbf{Q_{tg}} + \mathbf{Q_{tag}}$) le bilan des forces géostrophiques et agéostrophiques :

$$\mathbf{Q_{tg}} = \left(\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \mathbf{Vg}}{\partial x} \nabla\rho, \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \mathbf{Vg}}{\partial y} \nabla\rho \right) \tag{4.2}$$

$$\mathbf{Q_{tag}} = \left(\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \mathbf{Vag}}{\partial x} \nabla\rho, \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \mathbf{Vag}}{\partial y} \nabla\rho \right) \tag{4.3}$$

avec ρ_0 la masse volumique de référence, g la constante d'accélération de la pesanteur, $\mathbf{V_g} = (u_\mathrm{g}, v_\mathrm{g}, 0)$ les composantes de la vitesse géostrophique, et $\mathbf{V_{ag}} = (u_\mathrm{ag}, v_\mathrm{ag}, w)$ les composantes de la vitesse agéostrophique.

La résolution de l'équation-ω nécessite un échantillonnage (ou *mapping*) régulier et synoptique de la structure étudiée. Or, durant la campagne FUMSECK, initialement destinée à cette analyse, un tel *mapping* n'a pas pu être effectué du fait i) de la tempête forçant temporairement l'arrêt de l'échantillonnage et ii) de l'absence de structure de (sous)méso-échelle clairement identifiable dans la zone d'étude. Cependant, l'observation d'une structure frontale au Nord-Est de la zone durant la campagne, traduisant la présence d'une bordure de méandre ou de tourbillon anticyclonique (figure 4.9 a), nous a incités à tout de même appliquer cette méthode. Ceci à des fins de comparaison, plus qualitatives que quantitatives, avec nos profils de vitesses verticales mesurés in situ.

Bien que s'apparentant à un tourbillon ou un méandre, la structure d'intérêt dans notre zone de *mapping* n'a été que partiellement échantillonnée. C'est la raison pour

laquelle nous avons considéré cette structure comme un front, représentée dans le solveur de l'équation-ω par une fonction d'interpolation linéaire, inclinée suivant un angle de 35°.

L'équation-ω est résolue suivant une grille numérique d'interpolation de type Arakawa C (figure 4.9 b). Dans notre étude, étendue sur une zone d'environ 65 × 110 km, nous avons construit une grille aux dimensions suivantes :

L = 67 mailles sur l'axe longitudinal x ;

M = 66 mailles sur l'axe latitudinal y ;

N = 41 niveaux sur l'axe vertical z.

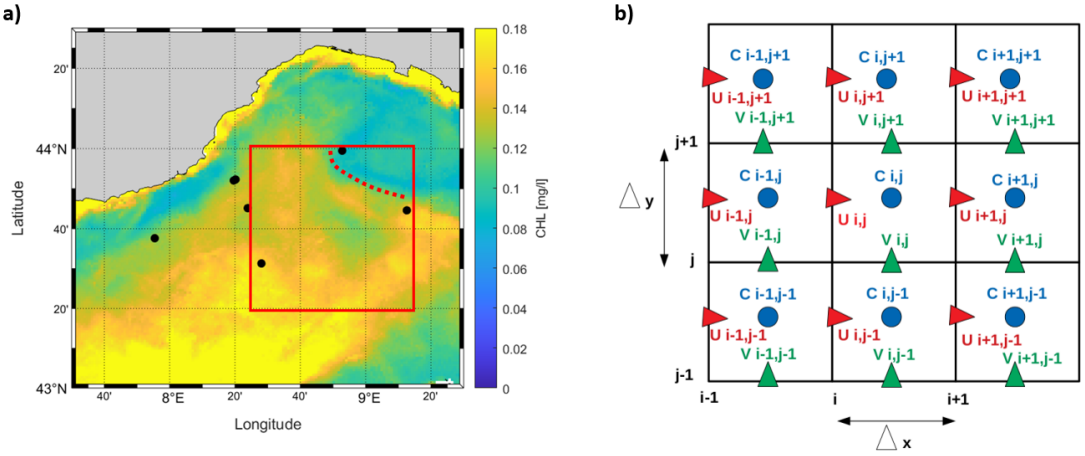

FIGURE 4.9. – a) Image satellite de chlorophylle de surface (en mg L^{-1}) moyennée sur la période de la campagne FUMSECK (du 1er au 5 mai 2019). La zone d'application de l'équation-ω est représentée en rouge et la structure frontale étudiée est représentée par les pointillés rouges.
b) Schéma de la grille Arakawa C, tirée de TZORTZIS 2022

Cette configuration de grille numérique nous permet de couvrir la zone d'étude à une résolution horizontale d'environ 1000 m (Δx, Δy). Sur l'axe vertical, les niveaux de profondeur ont été fixés identiques à ceux de l'ADCP de coque du navire effectuant les mesures in situ de courantologie horizontale durant la campagne. Ainsi, les 41 niveaux de profondeurs sont espacés de 8 m chacun, depuis la sub-surface (i.e. 19 m) jusqu'à 339 m. En dernier lieu, nous avons fixé des échelles de corrélation symétriques ($Lx = Ly = 30$ km). Ces coefficients de corrélation interviennent lors de l'étape d'*objective-mapping*, c'est-à-dire lors de l'interpolation des champs de courant horizontaux et de densité dans chaque niveau de profondeur. Cette technique diffère d'une interpolation classique par sa capacité à offrir un seuil de confiance et ainsi

limiter l'analyse dans la zone où les erreurs d'interpolation sont suffisamment faibles. Les détails de cette méthode d'*objective-mapping* sont donnés en ANNEXE D. La précision de ces coefficients de corrélation est de l'ordre de la dizaine de kilomètres, ce qui est suffisant pour notre zone d'étude car la grille d'interpolation est à la fois large et symétrique.

4.3.3. Résultats

Malgré la position excentrée (Nord-Est) de la structure frontale par rapport à la trajectoire d'échantillonnage de la campagne (figure 4.9 a), la couverture par l'*objective-mapping* est correcte. L'interpolation des champs de ρ (densité) et de $\mathbf{V}$ (courants horizontaux mesurés in situ par l'ADCP de coque du navire) est présentée sur la figure 4.10, avec une sélection des données incluses dans un intervalle de confiance à 95 % (i.e. seuil d'erreur inférieure à 0.05).
Les données observées in situ et les données interpolées présentent une bonne concordance. Par ailleurs, le champ de $\mathbf{V}$ est cohérent avec la dynamique générale connue et observée par satellite dans cette zone (dominance de la dynamique géostrophique). Nous observons une densité plus faible de 0.25 kg m^{-3} au Nord de la délimitation de la structure (i.e. au Nord-Est des pointillés rouges, figure 4.9), sous l'influence de courants horizontaux plus intenses (d'un ordre de grandeur environ). La structure frontale, initialement observée sur les images satellite de chlorophylle de surface, est également visible dans les données in situ le long de la trajectoire d'échantillonnage par des variations marquées de salinité, de température et de courants horizontaux. Après interpolation, nous retrouvons une homogénéité spatiale de la variation de ces paramètres en surface ainsi qu'en profondeur, qui concorde avec les observations satellite initiales. Cette méthode nous permet de reconstruire la bordure Sud-Ouest de la structure de fine échelle de type méandre ou tourbillon anticyclonique qui nous intéresse.

La résolution de l'équation-ω après *objective-mapping* nous permet d'établir une estimation tridimensionnelle de la dynamique verticale dans la zone, toujours dans un intervalle de confiance à 95 %.
La figure 4.11 présente ces champs de vitesse verticale (w) à trois profondeurs. On retrouve la structure frontale observée précédemment, avec intensification de w au Nord du front, d'un facteur 2 à 20. En effet, au Sud du front, on observe un ordre

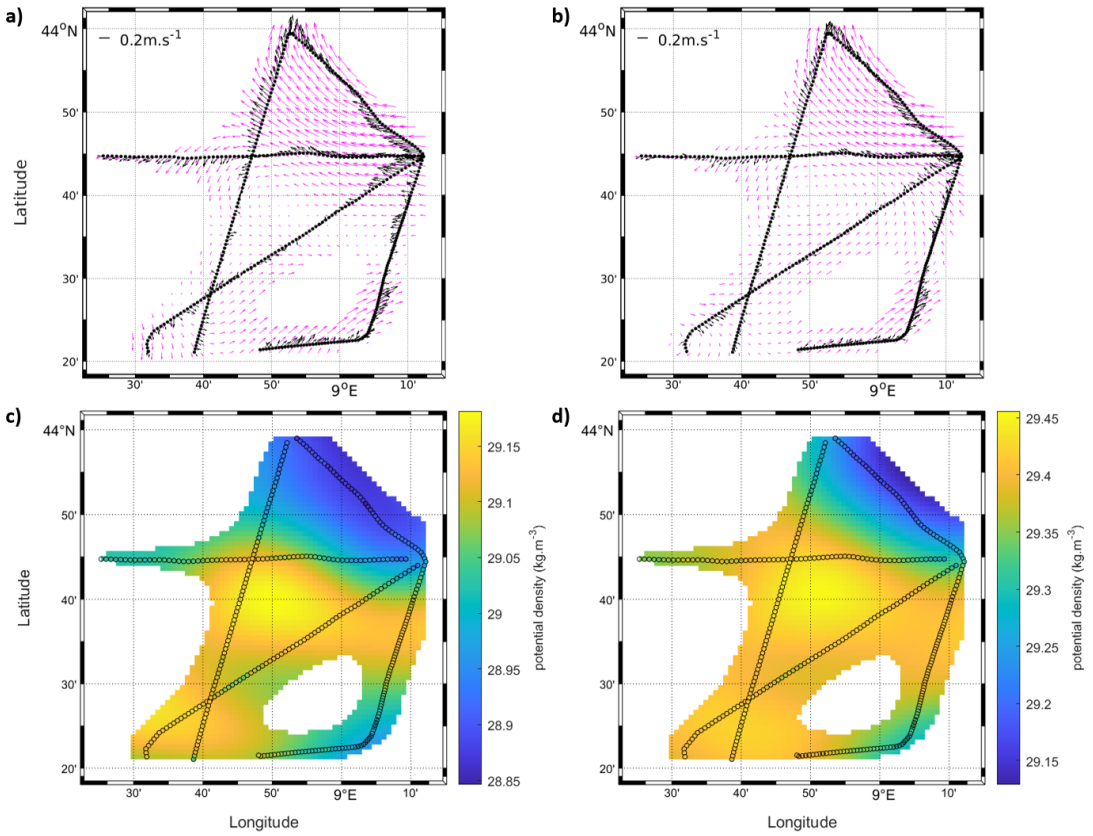

FIGURE 4.10. – a) et b) Interpolation des courants horizontaux (en rose) issue de l'étape d'*objective-mapping*, superposée aux courants horizontaux in situ mesurés par ADCP de coque (en noir) à une profondeur de a) 50 m et b) 98 m.
c) et d) Interpolation des champs de densité (en kg m^{-3}) issue de l'étape d'*objective-mapping*, associée aux mesures in situ par le MVP (cercles colorés) à une profondeur de c) 50 m et d) 98 m.
L'ensemble des données interpolées sont sélectionnées dans un IC95 (i.e. incluses dans un intervalle de confiance à 95 %).

de grandeur de w très faible, d'environ $\boldsymbol{O}(10^{-5}$ m s$^{-1})$. Tandis que plus au Nord, on constate une forte augmentation de cet ordre de grandeur atteignant rapidement $\boldsymbol{O}(10^{-4}$ m s$^{-1})$ jusqu'à $\boldsymbol{O}(10^{-3}$ m s$^{-1})$ dans l'extrémité la plus au Nord.
Toutefois, il est important de moduler cette observation en rappelant que la position de la structure par rapport à l'échantillonnage est loin d'être idéale, car en limite du domaine d'application de l'équation-ω, soumise à une plus grande incertitude de calcul.

Nous observons également que la tendance de la dynamique verticale au Nord du

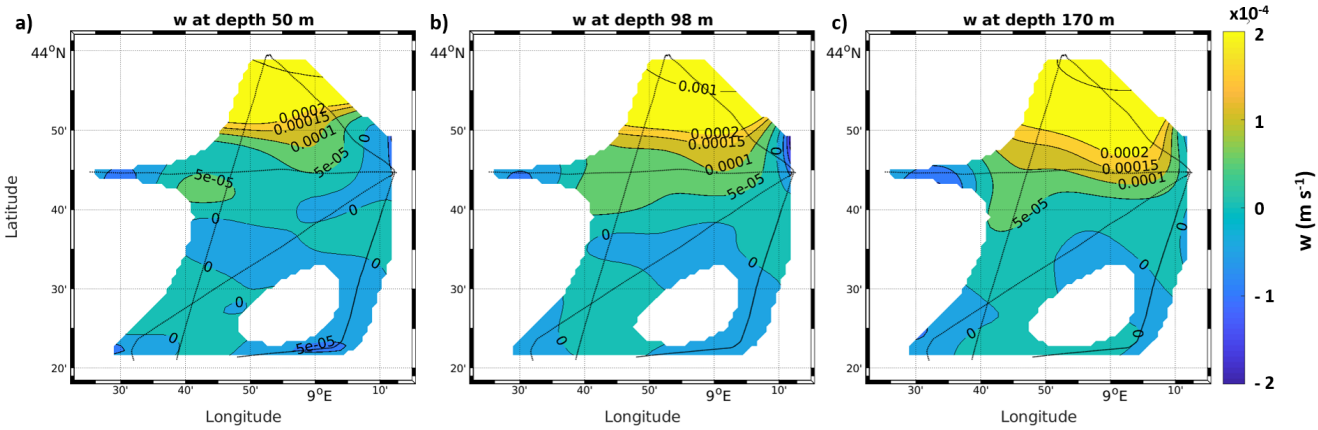

FIGURE 4.11. – Champs de courants verticaux issus de l'équation-ω (en m s^{-1}) aux profondeurs de a) 50 m, b) 98 m, et c) 170 m, pour un IC95.

front est la même sur toute la colonne d'eau, avec un mouvement général orienté vers la surface. Nous pouvons également remarquer qu'entre 50 m et 170 m de profondeur la position du front diffère par son angle d'orientation horizontale, ce qui pourrait indiquer que la bordure de la structure (de type méandre ou tourbillon anticyclonique) est plus large en profondeur.

4.3.4. Discussion

Nous avons précédemment souligné que, du fait de la position excentrée de la structure par rapport à la stratégie et à la zone d'échantillonnage sélectionnée durant la campagne FUMSECK, nous ne pouvons pas pleinement considérer les estimations de vitesses verticales sur le plan qualitatif.
Néanmoins, il paraît important de souligner également que les ordres de grandeur de w obtenus (de 10^{-5} à 10^{-4} m s^{-1}) correspondent à ceux que l'on retrouve généralement par cette méthode de calcul (BARCELÓ-LLULL et al. 2021 ; TZORTZIS et al. 2021). Par ailleurs, l'étape d'*objective-mapping* a permis de reconstruire les paramètres hydrologiques et hydrodynamiques, sur le plan 3D, de la bordure de la structure de fine échelle observée (figure 4.12 a et b).

Dans le chapitre 3, nous avons pu établir des profils verticaux de w mesurés in situ, notamment à l'aide du FF-ADCP. Lorsque l'on compare ces profils de mesures in situ aux estimations par la résolution de l'équation-ω (figure 4.12 c et d), on observe des tendances similaires, mais l'ordre de grandeur des vitesses verticales calculées

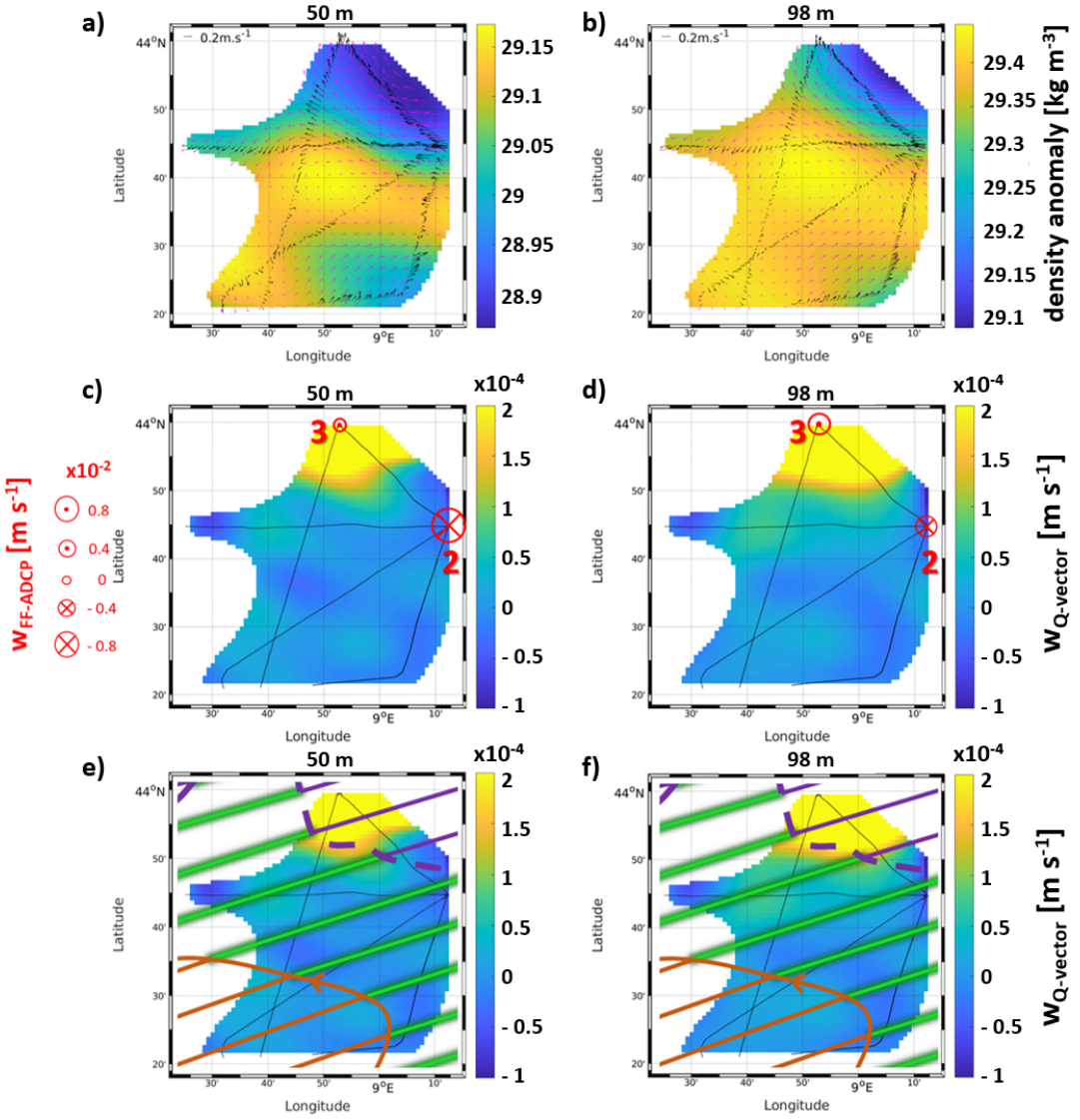

FIGURE 4.12. – a) et b) Interpolation de la densité (en kg m^{-3}) et des courants horizontaux (en rose) issus de l'étape d'*objective-mapping* superposés aux courants horizontaux in situ mesurés par ADCP de coque (en noir) à une profondeur de a) 50 m et b) 98 m.
c) et d) Champs de vitesses verticales (w) en m s^{-1} obtenu par équation-ω dans sa forme **Q-vector** à une profondeur de c) 50 m et d) 98 m, superposés aux mesures in situ de w par le FF-ADCP (en rouge, tirées de COMBY et al. 2022).
e) et f) Champs de w similaires aux précédents à une profondeur de e) 50 m et f) 98 m, superposés à la circulation générale de la zone d'étude avec le courant Nord (violet), la recirculation cyclonique (orange) et la zone intermédiaire (vert) (tirée de BARRILLON et al. 2023).

par l'équation-ω est inférieur à la précision de mesure in situ. En effet, les vitesses verticales obtenues par résolution de l'équation-ω sont de l'ordre de 10^{-5} à plusieurs 10^{-4} m s^{-1}, tandis que les mesures in situ par FF-ADCP, bien que compatibles car centrées autour de 0 m s^{-1}, présentent quant à elles une incertitude de mesure de l'ordre de plusieurs 10^{-3} m s^{-1}. Notons que les mesures in situ sont en bordure de la zone de calcul et d'interpolation de l'équation-ω, donc potentiellement en dehors de l'intervalle de confiance associé à l'étape d'*objective-mapping*.

En dernier lieu, la mise en parallèle des champs de w avec la dynamique générale de la zone d'étude, telle que présentée dans BARRILLON et al. (2023), nous permet de souligner la concordance de la position de la structure frontale dans la zone Nord Est de FUMSECK, distinguant la zone intermédiaire (en vert) de la zone marquant la naissance du courant Nord (en violet) (figure 4.12 e et f).

4.3.5. Conclusion

En conclusion, nous avons pu compléter notre analyse de l'état de la dynamique verticale lors de la campagne FUMSECK présentée dans le Chapitre 3 par la mise en œuvre de deux approches distinctes afin d'estimer de façon indirecte des champs de vitesses verticales.

Rappelons que la campagne FUMSECK n'avait pas pour objectif initial d'appliquer l'équation-ω. Cependant, et malgré le manque d'optimisation de l'échantillonnage in situ de la structure pour la mise en œuvre de cette approche, nous sommes parvenus à reconstruire les conditions hydrologiques et hydrodynamiques tridimensionnelles dans la partie Nord de la zone d'étude, et ainsi, d'effectuer le diagnostic des vitesses verticales par l'utilisation de l'équation-ω dans sa forme **Q**-vector.

Tout comme lors de l'estimation des vitesses verticales par modélisation numérique, nous avons relevé des vitesses verticales de l'ordre de 10^{-5} à 10^{-4} m s^{-1}. Bien que compatibles entre elles, et avec les mesures directes in situ (par FF-ADCP notamment), ces estimations sont bien inférieures aux mesures réalisées in situ, de l'ordre de plusieurs 10^{-3} m s^{-1}. En général, l'estimation par résolution d'équation montre une tendance à sous-estimer l'intensité des champs de vitesses verticales, ce qui est dû en particulier au fait que les équations sont soumises à des hypothèses et approximations

(e.g. approximation de Boussinesq, écoulement quasi-géostrophique) qui ont pour effet de minimiser l'intensité de la composante verticale de l'écoulement. De plus, les comparaisons avec les mesures in situ se heurtent à deux difficultés principales :

— les mesures in situ sont soumises à une incertitude instrumentale généralement plus grande que les incertitudes de calculs et bruits numériques, d'où l'importance du travail sur la précision de mesure in situ ;
— la mesure in situ est également soumise à une variabilité environnementale spatio-temporelle bien plus grande que les approches par calculs numériques, basés sur des données d'entrée et de forçage s'étalant sur de plus grandes distances et de plus longues périodes.

Dans cette section 4.3, nous avons étudié la bordure Sud-Ouest d'une structure de fine échelle bien plus stable, à la fois dans sa durée de vie et dans sa dynamique, que les oscillations quasi-inertielles, étudiées en section 4.2.
Notre utilisation de l'équation-ω nous permet de supposer que les vitesses verticales sont grandement intensifiées au sein de cette structure. La variabilité temporelle des champs de vitesse verticale ne peut être établie, mais la stabilité des observations par satellite de la surface de cette structure, basées sur les paramètres de température, de concentration en chlorophylle, d'altimétrie ou encore des champs de FSLE (*Finite Size Lyapunov Exponent*), nous indique qu'à cette échelle d'observation les champs de w sont stables.
La position des champs de vitesse verticale a montré une grande concordance avec la dynamique générale de la zone d'étude de BARRILLON et al. (2023). Tandis que les tendances d'orientation de ces w sont en accord avec les mesures in situ par FF-ADCP présentées plus haut et dans COMBY et al. (2022).

À l'issue de ce chapitre, nous soulignons que le choix d'une approche pour l'estimation indirecte des vitesses verticales doit tenir compte de l'échelle d'observation spatio-temporelle dans laquelle se place l'analyse, ainsi que du type de structure de fine échelle étudiée.

Bibliographie

ALLEN, J. T., D. A. SMEED, A. J. G. NURSER, J. W. ZHANG et al. (2001). « Diagnosis of vertical velocities with the QG omega equation : an examination of the errors due to sampling strategy ». In : *Deep-Sea Res. I* 48, p. 315-346. DOI : 10.1016/S0967-0637(00)00035-2.

BARCELÓ-LLULL, B., E. PALLÀS-SANZ, P. SANGRÀ, A. MARTÍNEZ-MARRERO et al. (2017). « Ageostrophic Secondary Circulation in a Subtropical Intrathermocline Eddy ». In : *Journal of Physical Oceanography* 47, p. 1107-1123. DOI : 10.1175/JPO-D-16-0235.1.

BARCELÓ-LLULL, B., A. PASCUAL, A. SÁNCHEZ-ROMÁN, E. CUTOLO et al. (2021). « Fine-Scale Ocean Currents Derived From in situ Observations in Anticipation of the Upcoming SWOT Altimetric Mission ». In : *Frontiers in Marine Science* 8. ISSN : 2296-7745. DOI : 10.3389/fmars.2021.679844.

BARRILLON, S. (2019). *FUMSECK cruise report, RV Téthys II*. DOI : 10.17600/18001155.

BARRILLON, S., R. FUCHS, A. PETRENKO, C. COMBY et al. (2023). « Phytoplankton reaction to an intense storm in the north-western Mediterranean Sea ». In : *Biogeosciences* 20, p. 141-161. DOI : 10.5194/bg-20-141-2023.

BLACK, W. J. et T. D. DICKEY (2008). « Observations and analyses of upper ocean responses to tropical storms and hurricanes in the vicinity of Bermuda ». In : *Journal of Geophysical Research* 113, p. C08009. DOI : 10.1029/2007JC004358.

BOSSE, A., P. TESTOR, P. DAMIEN, C. ESTOURNEL et al. (2021). « Wind-Forced Submesoscale Symmetric Instability around Deep Convection in the Northwestern Mediterranean Sea ». In : *Fluids* 6.3, p. 123.

BOYER MONTÉGUT, C. de, G. MADEC, A. S. FISCHER, A. LAZAR et al. (2004). « Mixed layer depth over the global ocean : An examination of profile data and a profile-based climatology ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 109, p. C12003. DOI : 10.1029/2004JC002378.

COMBY, C., S. BARRILLON, J.-L. FUDA, A. M. DOGLIOLI et al. (2022). « Measuring vertical velocities with ADCPs in low-energy ocean ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 39, p. 1669-1684. DOI : 10.1175/JTECH-D-21-0180.1.

COMBY, C., A. A. PETRENKO, C. ESTOURNEL, P. MARSALEIX et al. (2023). « Near inertial oscillations and vertical velocities modulating phytoplankton after a storm in the Mediterranean Sea ». In : *Journal of Water Resources and Ocean Science* 12, p. 31-37. DOI : 10.11648/j.wros.20231202.12.

D'ASARO, E. (1995). « Upper ocean inertial currents forced by a strong storm. Part 111 : interaction of inertial currents and mesoscale Eddies ». In : *Journal of Physical Oceanography* 23, p. 2953-2958.

DE VERNEIL, A., P. J. S. FRANKS et M. D. OHMAN (2019). « Frontogenesis and the Creation of Fine-Scale Vertical Phytoplankton Structure ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 124, p. 1509-1523. DOI : 10.1029/2018JC014645.

DUFAU-JULLIAND, C., P. MARSALEIX, A. PETRENKO et I. DEKEYSER (2004). « Three-dimensional modelling of the Gulf of Lion's hydrodynamics (northwestern Mediterranean) during January 1999 (MOOGLI 3 experiment) and late winter 1999 :

Western Mediterranean Intermediate Water's (WIW) formation and it's cascading over the shelf break ». In : *Journal of Geophysical Research* 109, p. C11002. DOI : 10.1029/2003JC002019.

ESPOSITO, A. et G. MANZELLA (1982). « Current circulation in the Ligurian Sea ». In : *Elsevier Oceanogr. Ser.* 34, p. 187-203. DOI : 10.1016/S0422-9894(08)71245-5.

ESTOURNEL, C., P. MARSALEIX et C. ULSES (2021). « A new assessment of the circulation of Atlantic and Intermediate Waters in the Eastern Mediterranean ». In : *Progress in Oceanography* 198, p. 102673. DOI : 10.1016/j.pocean.2021.102673.

ESTOURNEL, C., P. TESTOR, P. DAMIEN, F. D'ORTENZIO et al. (2016). « High resolution modeling of dense water formation in the north-western Mediterranean during winter 2012–2013 : Processes and budget ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 121, p. 5367-5392. DOI : 10.1002/2016JC011935.

ESTOURNEL, C., V. ZERVAKIS, P. MARSALEIX, A. PAPADOPOULOS et al. (2005). « Dense water formation and cascading in the Gulf of Thermaikos (North Aegean) from observations and modelling ». In : *Continental Shelf Research* 25, p. 2366-2386. DOI : 10.1016/j.csr.2005.08.014.

FLAOUNAS, E., S. DAVOLIO, S. RAVEH-RUBIN, F. PANTILLON et al. (2022). « Mediterranean cyclones : current knowledge and open questions on dynamics, prediction, climatology and impacts ». In : *Weather and Climate Dynamics* 3, p. 173-208. DOI : 10.5194/wcd-3-173-2022.

HERRMANN, M., S. SOMOT, F. SEVAULT, C. ESTOURNEL et al. (2008). « Modeling the deep-convection in the Northwestern Mediterranean sea using an eddy-permitting and an eddy-resolving model : Case study of winter 1986-87 ». In : *Journal of Geophysical Research* 113, p. C04011. DOI : 10.1029/2006JC003991.

HOSKINS, B. J., I. DRAGHICI et H. C. DAVIES (1978). « A new look at the $\omega - equation$ ». In : *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 104, p. 31-38.

LEONARD, B. P. (1979). « A stable and accurate convective modelling procedure based on quadratic upstream interpolation ». In : *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering* 19, p. 59-98. DOI : 10.1016/0045-7825(79)90034-3.

LÉVY, M., P. KLEIN et M. BEN JELLOUL (2009). « New production stimulated by high-frequency winds in a turbulent mesoscale eddy field ». In : *Geophysical Research Letters* 36, p. L16603. DOI : 10.1029/2009GL039490.

LÉVY, M., P. KLEIN et A.-M. TRÉGUIER (2001). « Impact of sub-mesoscale physics on production and subduction of phytoplankton in an oligotrophic regime ». In : *Journal of Marine Research* 59.4, p. 535-565. URL : https://archimer.ifremer.fr/doc/00000/800/.

LIONELLO, P., P. MALANOTTE-RIZZOLI, R. BOSCOLO, P. ALPERT et al. (2006). « The Mediterranean climate : An overview of the main characteristics and issues ». In : *Mediterranean*. Sous la dir. de P. LIONELLO, P. MALANOTTE-RIZZOLI et R. BOSCOLO. T. 4. Developments in Earth and Environmental Sciences. Elsevier, p. 1-26. DOI : 10.1016/S1571-9197(06)80003-0. URL : https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1571919706800030.

MAHADEVAN, A. (2016). « The impact of submesoscale physics on primary productivity of plankton ». In : *Annu. Rev. Mar. Sci.* 8, p. 161-184. DOI : 10.1146/annurev-marine-010814-015912.

MARSALEIX, P., F. AUCLAIR et C. ESTOURNEL (2006). « Considerations on open boundary conditions for regional and coastal ocean models ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 23, p. 1604-1613. DOI : 10.1175/JTECH1930.1.

MARSALEIX, P., F. AUCLAIR, J. W. FLOOR, M. J. HERRMANN et al. (2008). « Energy conservation issues in sigma coordinate free-surface ocean models ». In : *Ocean Modelling* 20, p. 61-89. DOI : 10.1016/j.ocemod.2007.07.005.

MILLOT, C. et M. CREPON (1981). « Inertial Oscillations on the Continental Shelf of the Gulf of Lions - Observations and Theory ». In : *Journal of Physical Oceanography* 11, p. 639-657. DOI : 10.1175/1520-0485(1981)011<0639:IOOTCS>2.0.CO;2.

PETRENKO, A., Y. LEREDDE et P. MARSALEIX (2005). « Circulation in a stratified and wind-forced Gulf of Lions, NW Mediterranean Sea : in situ and modeling data ». In : *Continental Shelf Research* 25, p. 7-27. DOI : 10.1016/j.csr.2004.09.004.

PIETRI, A., X. CAPET, F. D'OVIDIO, M. LÉVY et al. (2021). « Skills and Limitations of the Adiabatic Omega Equation : How Effective Is It to Retrieve Oceanic Vertical Circulation at Mesoscale and Submesoscale ? » In : *Journal of Physical Oceanography* 51, p. 931-954. DOI : 10.1175/JPO-D-20-0052.1.

POLLARD, R. T. et L. A. REGIER (1992). « Vorticity and vertical circulation at an ocean front ». In : *J. Phys. Oceanogr* 22, p. 609-625.

ROUSSELET, L., A. M. DOGLIOLI, A. de VERNEIL, A. PIETRI et al. (2019). « Vertical Motions and Their Effects on a Biogeochemical Tracer in a Cyclonic Structure Finely Observed in the Ligurian Sea ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 124.6, p. 3561-3574. DOI : 10.1029/2018JC014392.

RUDNICK, D. L. (1996). « Intensive Surveys of the Azores Front 2. Inferring the Geostrophic and Vertical Velocity Fields ». In : *Journal of Geophysical Research* 101, p. 16, 291-16, 303.

RUIZ, S., M. CLARET, A. PASCUAL, A. OLITA et al. (2019). « Effects of oceanic mesoscale and submesoscale frontal processes on the vertical transport of phytoplankton ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 124, p. 5999-6014. DOI : 10.1029/2019JC015034.

THOMAS, L. N., C. M. LEE et Y. YOSHIKAWA (2010). « The Subpolar Front of the Japan/East Sea. Part II : Inverse Method for Determining the Frontal Vertical Circulation ». In : *Journal of Physical Oceanography* 40, p. 3-25. DOI : 10.1175/2009JPO4018.1.

TINTORÉ, J., D. GOMIS, S. ALONSO et G. PARRILLA (1991). « Mesoscale Dynamics and vertical motion in the Alboran Sea ». In : *Journal of Physical Oceanography* 21, p. 811-823.

TORRENCE, C. et G. P. COMPO (1998). « A practical guide to wavelet analysis ». In : *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 79, p. 61-78. DOI : 10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2.

TZORTZIS, R. (2022). « Circulation à fine échelle et impact sur le plancton ». Aix-Marseille University, p. 134. URL : https://www.theses.fr/2022AIXM0424.

TZORTZIS, R., A. M. DOGLIOLI, S. BARRILLON, A. A. PETRENKO et al. (2021). « Impact of moderately energetic fine-scale dynamics on the phytoplankton community structure in the western Mediterranean Sea ». In : *Biogeosciences* 18, p. 6455-6477. DOI : 10.5194/bg-18-6455-2021.

ULSES, C., P.-A. AUGER, K. SOETAERT, P. MARSALEIX et al. (2016). « Budget of organic carbon in the North-Western Mediterranean open sea over the period 2004-2008 using 3-D coupled physical-biogeochemical modeling ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 121, p. 7026-7055. DOI : 10.1002/2016JC011818.

ULSES, C., C. ESTOURNEL, M. FOURRIER, L. COPPOLA et al. (2021). « Oxygen budget of the north-western Mediterranean deep-convection region ». In : *Biogeosciences* 18.3, p. 937-960. DOI : 10.5194/bg-18-937-2021.

ULSES, C., C. ESTOURNEL, P. PUIG, X. Durrieu de MADRON et al. (2008). « Dense shelf water cascading in the northwestern Mediterranean during the cold winter 2005 : Quantification of the export through the Gulf of Lion and the Catalan margin ». In : *Geophysical Research Letters* 35, p. L07610. DOI : 10.1029/2008GL033257.

WHITT, D. B., M. LÉVY et J. R. TAYLOR (2017). « Low-frequency and high-frequency oscillatory winds synergistically enhance nutrient entrainment and phytoplankton at fronts ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 122, p. 1016-1041. DOI : 10.1002/2016JC012400.

Chapitre 5

Développement du *Vertical Velocity Profiler*

Sommaire

5.1 Introduction 106
5.2 Matériel et méthodes 107
5.2.1 Expériences en environnements semi-contrôlés et réel 107
5.2.2 Modèle de vol du VVP 113
5.2.3 Campagne PROTEVS-Gascogne 114
5.3 Résultats 116
5.4 Discussion 120
5.5 Conclusion 122
Bibliographie 124

5.1. Introduction

La recherche de nouvelles méthodes pour la mesure in situ de la composante verticale des courants océaniques lors des campagnes océanographiques dédiées à l'étude des structures de fine échelle a impulsé le développement, au sein de l'Institut Méditerranéen d'Océanologie, de notre prototype innovant baptisé *Vertical Velocity Profiler* (VVP), tel qu'introduit dans le Chapitre 2.
L'amélioration des systèmes instrumentaux permettant la mesure directe in situ a été rendue possible par le développement du dispositif de *free fall* ADCP (FF-ADCP, Chapitre 3). Cependant, nous avons cherché à étendre notre champ d'action en matière de mesure in situ par la mise en place du VVP, différant du FF-ADCP par une approche indirecte de la mesure.
En effet, la mesure des vitesses verticales repose sur l'analyse d'anomalie de déplacement du VVP par rapport à son modèle de vol. Cette technique est depuis longtemps appliquée aux gliders sous-marins (MERCKELBACH et al. 2010 ; FUDA et al. 2013 ; MARGIRIER et al. 2017 ; MAHMUD et al. 2020), cependant la sensibilité de ces mesures ne permet pas d'atteindre les ordres de grandeur cibles des vitesses verticales générées dans les structures de fine échelle ($\boldsymbol{O}(10^{-3})$ m s^{-1}). La difficulté à atteindre une telle précision est ici due au système employé. Les gliders sont des véhicules très profilés, qui parcourent de très grandes distances, et bien que ballastés de manière optimale, ils sont peu sensibles aux petites variations des vitesses verticales, et ne sont donc utilisés à cet effet que dans les structures à grands déplacements verticaux (cellules de convection hivernale, zones de subduction profonde, etc.). Nous avons donc repris le concept de cette déviation par rapport à un modèle de vol, en développant notre propre véhicule : le VVP.

Entre 2019 et 2022, de nombreuses améliorations ont été apportées à notre prototype, pour aboutir à une version finalisée en septembre 2022, lors de la campagne océanographique PROTEVS-Gascogne. Initialement prévue dans le détroit de Gibraltar, pour l'étude des trains d'ondes internes générées lors des épisodes d'échange de masse d'eau dans le détroit (i.e. échange entre l'entrée, ou *inflow*, d'eau Atlantique en Méditerranée, et la sortie, ou *outflow*, d'eau Méditerranéenne en Atlantique, sous l'influence du renversement du courant de marée dans le détroit), la campagne a été relocalisée dans le Golfe de Gascogne, où ces trains d'ondes internes sont également observés. Nous détaillerons les caractéristiques de cette campagne dans la section dédiée. Notons tout de même que la région d'étude, le Golfe de Gascogne, est marquée

par une dynamique de marée et d'ondes internes très intense, ce qui ne correspond pas tout à fait à la dynamique de fine échelle telle que définie précédemment, mais qui nous a tout de même permis d'éprouver le VVP pour la première fois en condition de campagne océanographique.

Ce chapitre est donc dédié à la présentation du prototype, des difficultés rencontrées et des améliorations apportées (section 5.2).
Nous présentons également les premiers résultats obtenus en condition de campagne océanographique, en section 5.3. Pour cette zone d'étude, fortement marquée par les marées et ondes internes, nous nous attendons à mesurer une composante verticale légèrement plus intense que celle typiquement retrouvée dans les structures de fine échelle, c'est à dire des vitesses supérieures à 10^{-3} m s^{-1} tout en restant inférieures à 10^{-1} m s^{-1}.
Nous discutons également des avantages et des inconvénients à l'utilisation du VVP, tant dans sa précision quant aux résultats obtenus, que dans son utilisation pratique depuis un navire de recherche en condition de campagne (section 5.4).

5.2. Matériel et méthodes

5.2.1. Expériences en environnements semi-contrôlés et réel

Les premiers essais réguliers de mesure des vitesses verticales par le VVP ont débuté en 2019, lors d'une série de missions réalisées dans la baie de Marseille, à bord de petits navires côtiers.
À la suite des premiers tests en mer, nous avons remarqué la présence d'oscillations régulières et systématiques dans la vitesse de remontée (figure 5.1 a), ainsi qu'un léger mouvement de balancier du VVP (de l'ordre de quelques dixièmes de degré, figure 5.1 b). Ces oscillations verticales, d'une période proche de 20 secondes, auraient pu être attribuées à la présence de vitesses verticales océanique. Cependant, le caractère systématique de ces oscillations, quelle que soit la zone de déploiement ou l'état de mer lors de la mesure, nous a orientés vers l'hypothèse d'instabilités de sillage, intrinsèques à la forme et au déplacement du VVP dans la colonne d'eau.

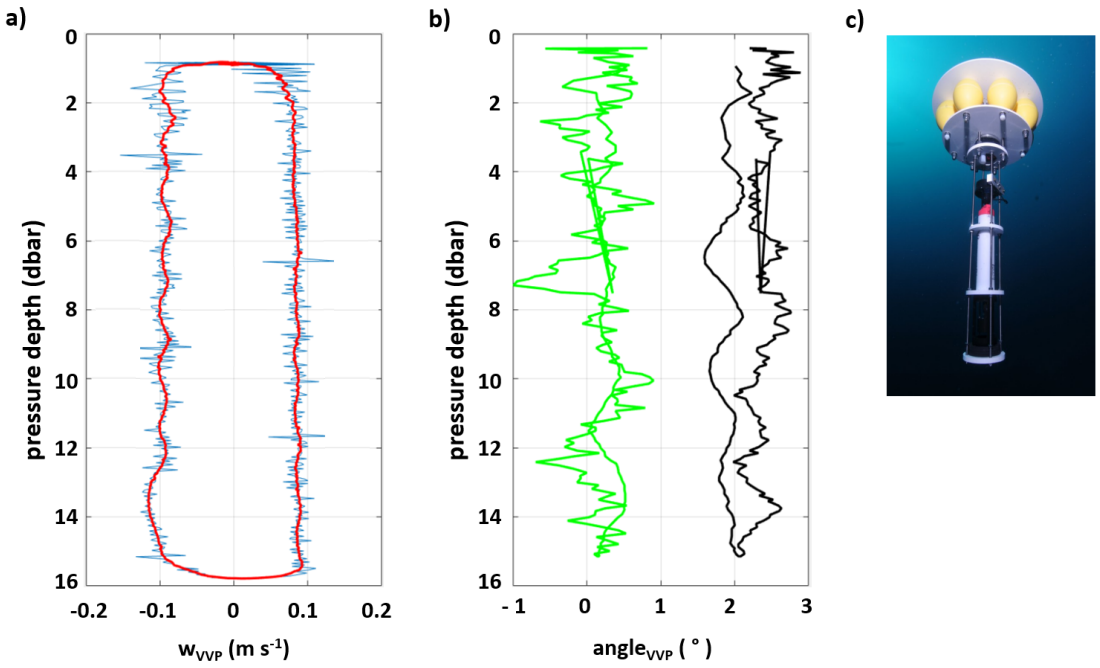

FIGURE 5.1. – a) Vitesse verticale brute (en bleu) et lissée sur 6 secondes (en rouge) du VVP, calculée par différence temporelle de pression. La phase de remontée du VVP correspond aux vitesses négatives (ici $w_{\mathrm{VVP}} = \frac{\Delta p}{\Delta t} < 0$ m s^{-1}), inversement pour la phase de plongée.
b) Angles d'orientation du VVP donnés pour le tangage (en vert) et le roulis (en noir).
c) Photographie du prototype de VVP tel qu'utilisé lors des mesures.
Les données ont été récoltées lors d'une mission VVP-Test (2020).

Afin de nous assurer de la présence de cet effet de sillage et des instabilités générées, nous avons réalisé des expériences dans des environnements semi-contrôlés, pour identifier, caractériser et quantifier ce phénomène, tout en nous affranchissant des perturbations intrinsèques au milieu marin (e.g. courants, houles, ondes internes, etc.).

Tout d'abord, nous avons mis en œuvre des expériences en soufflerie (partenariat MIO – IRPHE, Institut Méditerranéen d'Océanologie – Institut de Recherche sur les Phénomènes Hors Equilibre, figure 5.2 a et d), qui nous ont permis d'identifier et de caractériser l'effet de sillage en aval du VVP.
En effet, grâce à un dispositif couplant l'ensemencement du canal à vent par des micro-gouttelettes d'huiles vaporisées en flux laminaire et un système laser (figure 5.2 b et c), nous avons pu visualiser la présence de tourbillons en aval du VVP, se formant

puis se détachant à intervalles réguliers.

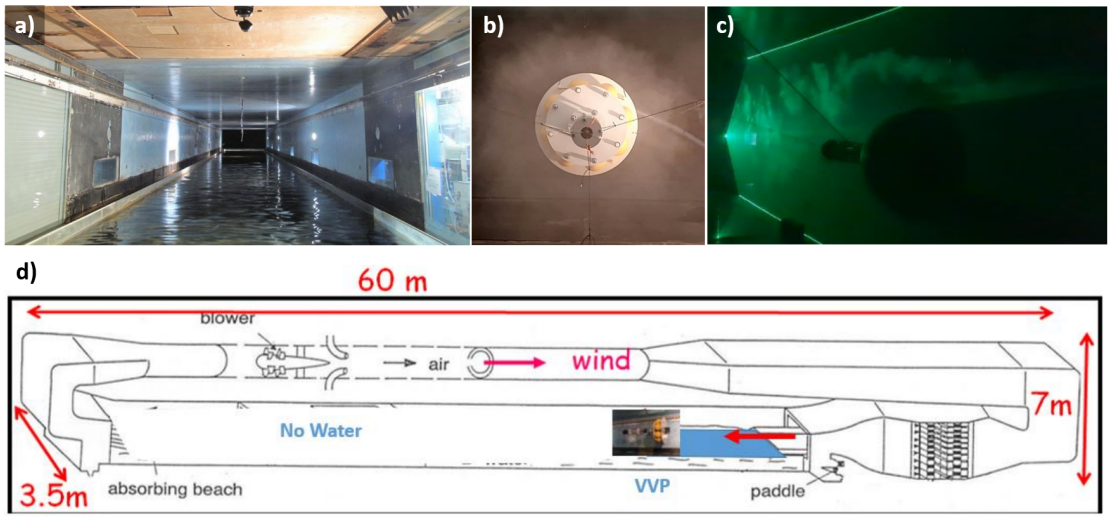

FIGURE 5.2. – a) Intérieur du canal à vent de la soufflerie du MIO.
b) Photographie du VVP lors de l'ensemencement par micro-gouttelettes d'huile du canal à vent, vue arrière.
c) Photographie du VVP en coupe transversale, le dispositif laser permet de visualiser l'effet de sillage en aval du VVP.
d) Schéma du dispositif de test dans le canal à vent de la soufflerie du MIO (source H. Branger).

L'utilisation d'un anémomètre à plaque chaude (modèle *e+e electronik Ee75*) et d'un anémomètre à fil chaud (modèle *MiniCTA anemometer*), nous a permis de mesurer les variations de pression en aval du VVP, nous assurant ainsi du caractère régulier et de la fréquence de détachement des tourbillons, concordant avec la période de l'oscillation observée initialement en mer.
Nous avons pu établir que le VVP oscille de manière similaire à une sphère, tel que décrit dans les travaux de HOROWITZ et al. (2010).
En effet, deux paramètres interviennent dans la description du sillage : le nombre de Reynolds (Re, ou rapport entre advection et force de viscosité) et le nombre de Galilée (m$*$, ou rapport de densité entre solide et fluide). Dans le cas du VVP, le nombre de Galilée est très petit ($\approx 75 \times 10^{-5}$), pour un nombre de Reynolds très grand ($Re = 5 \times 10^4$). Ceci permet de situer le régime de mouvement du VVP dans la catégorie des trajectoires caractéristiques en "*zigzag*", correspondant à un lâché de deux tourbillons d'un côté puis deux de l'autre (figure 5.3).

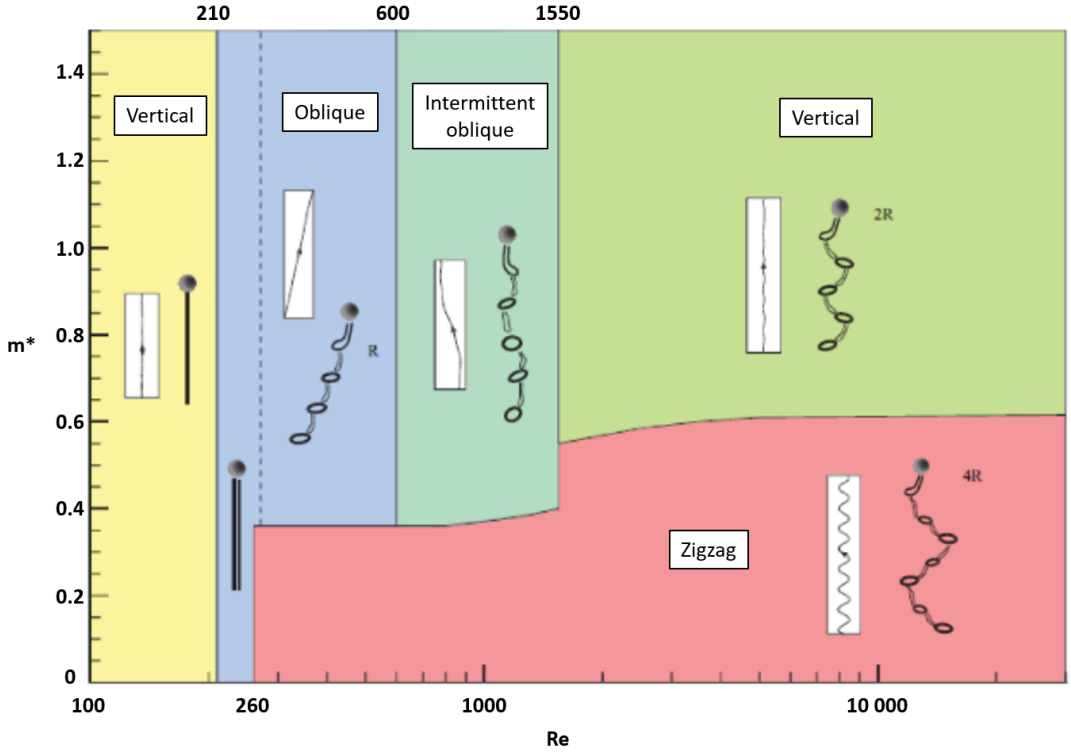

FIGURE 5.3. – Cartographie des régimes de mouvements et trajectoires caractéristiques d'une sphère dans le plan (m∗, Re). Re correspond au nombre de Reynolds (rapport entre advection et force de viscosité) et m* au nombre de Galilée (rapport de densité solide / fluide). Figure tirée de HOROWITZ et al. 2010.

Afin d'éviter ce mode *zigzag*, nous avons pris le parti de modifier la structure du VVP, par l'ajout de différents systèmes : par un carénage de la partie inférieure ou supérieure du VVP, l'utilisation d'une grille flexible pour déstructurer le sillage ou encore l'ajout d'ailettes formant un empennage.

L'efficacité de chacune de ces mesures a été évaluée dans un second environnement semi-contrôlé : une fosse de 10 m dans un bassin industriel (Comex, Marseille, figure 5.4).

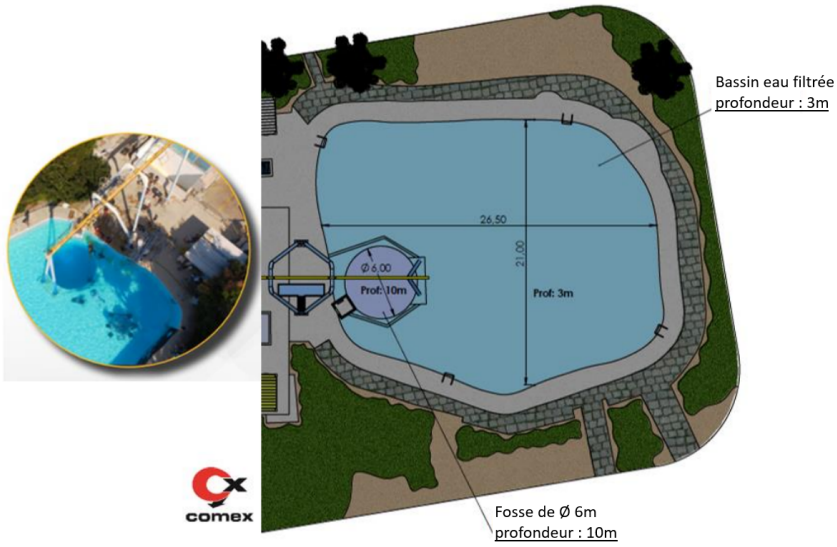

FIGURE 5.4. – Photographie et schéma représentant le bassin et la fosse de la Comex (source : Comex).

Notons qu'il s'agit d'un milieu semi-contrôlé car, bien qu'au repos, le bassin est ouvert, donc soumis à un effet de sèche. Cependant, cet effet est facilement identifiable et nous avons pu nous en affranchir pour la détermination de la configuration offrant la meilleure stabilité lors du déplacement du VVP en phase de remontée.
L'utilisation des carènes inférieure et supérieure s'est avérée non concluante. En revanche, la configuration du VVP avec empennage s'est avérée optimale pour la réduction des instabilités de sillage. Comme nous pouvons le voir sur la figure 5.5, l'ajout des ailettes sur la partie inférieure du VVP permet de rectifier la trajectoire en *zigzag* (visible dans la figure 5.5 a) en une trajectoire quasiment rectiligne (figure 5.5 b).

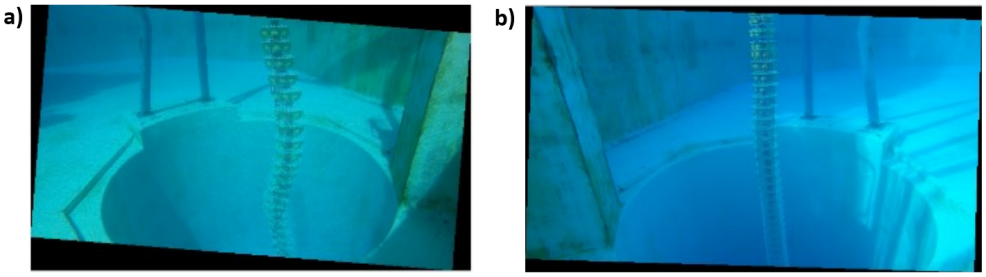

FIGURE 5.5. – Superposition d'images prises lors d'une phase de remontée du VVP dans la fosse de la Comex, dans ses configurations a) sans et b) avec empennage (source P. Le Gal).

À l'issue de ces tests en environnements semi-contrôlés, nous avons effectué de nouvelles mesures en mer qui nous ont permis de nous assurer qu'en conditions réelles, la présence de l'empennage réduit efficacement les oscillations et améliore ainsi grandement la qualité de la mesure des vitesses verticales océaniques.
Par ailleurs, nous avons également apporté des améliorations techniques, par l'ajout d'une hélice contrôlée par une carte ARDUINO, assujettissant la phase de plongée du VVP afin d'optimiser l'autonomie de fonctionnement de notre profileur.
Notons que l'ensemble de ces tests nous ont permis de caractériser certains paramètres nécessaires à l'établissement du modèle de vol du VVP, détaillé dans la section suivante.

Ainsi, entre 2019 et 2023, le VVP a vu sa structure évoluer grandement (figure 5.6) avec trois prototypes. Tout en gardant son principe de fonctionnement théorique (profileur légèrement flottant), la première évolution a concerné le système contrôlant les phases de plongée et de remontée du VVP. La figure 5.6 illustre les évolutions majeures du VVP entre son tout premier déploiement en 2019 (lors de la campagne FUMSECK) et sa version finale en 2023 (lors de la campagne BIOSWOT-Med). Les lests largables utilisés initialement (figure 5.6 a) ont été remplacés par l'hélice, permettant de contrôler à la fois la vitesse de descente et la profondeur maximale d'immersion, ainsi qu'offrant la possibilité de répéter plusieurs cycles de plongées sur une durée de mission déterminée (figure 5.6 b et c). De plus, nous avons ajouté un traceur GPS commercial autonome SPOT, permettant de localiser notre profileur avec précision, dès lors qu'il se situe en surface, depuis son déploiement jusqu'à sa récupération. La seconde évolution majeure a concerné l'amélioration de la stabilité verticale du VVP lors de la phase de remontée, impactée par son effet de sillage, telle que décrite précédemment. L'ajout d'une carène autour des flotteurs du VVP est illustré par la figure 5.6 b. Nous avons finalement choisi le système d'empennage (figure 5.6 c), qui réduit ces oscillations tout en permettant un meilleur ancrage du VVP dans la masse d'eau échantillonnée.

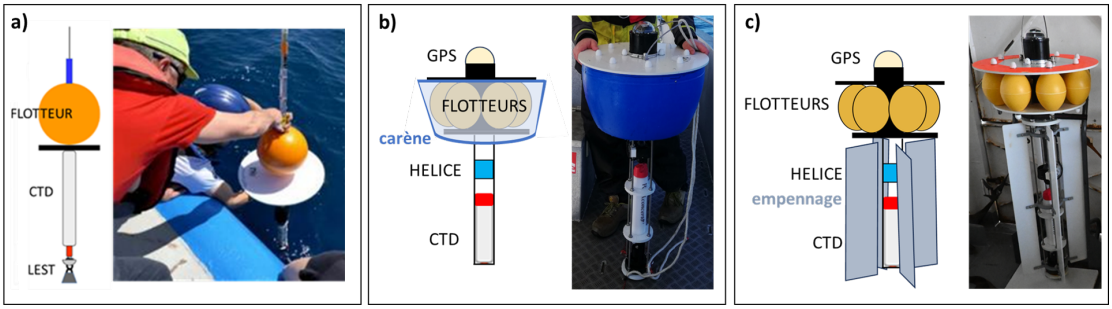

FIGURE 5.6. – Évolution du VVP, a) prototype simple (équilibre flotteur/lest) déployé lors de la campagne FUMSECK en 2019, b) prototype caréné à propulsion à hélice déployé lors des missions VVP-Tests en 2021, et c) version finale du VVP à hélice avec empennage déployé lors des campagnes PROTEVS-Gascogne et BIOSWOT-Med en 2022 et 2023.

5.2.2. Modèle de vol du VVP

À l'issue des nombreux tests en environnements semi-contrôlés et réel, nous avons pu établir et ajuster le modèle de vol du VVP, qui détermine sa vitesse verticale théorique en l'absence de vitesse verticale océanique.

Tout d'abord, rappelons que seules les phases ascendantes sont utilisées pour estimer les vitesses verticales de l'océan, car la force de propulsion, générée par une hélice, ne peut être mesurée avec précision pendant les phases descendantes. Lors des phases ascendantes, le profileur ne subit que trois forces mécaniques : son poids, la poussée d'Archimède et la traînée hydrodynamique. En exprimant l'équilibre statique mécanique entre ces forces, en dehors des phases d'accélération et de décélération, on peut déduire la vitesse verticale ascendante théorique W_{th} du profileur en l'absence de vitesse verticale océanique :

$$W_{\text{th}} = \sqrt{2\frac{\rho V g - Mg}{\rho \pi R^2 Cd}} \tag{5.1}$$

avec ρ la masse volumique de l'eau (kg m^{-3}), V le volume total du VVP (m^3), M la masse du VVP (kg), g la constante d'accélération gravitationnelle (9.81 m s^{-2}), R le rayon du disque de friction, et Cd le coefficient de traînée. M est directement mesuré en laboratoire avec une balance électronique (précision de 50 g).

Le volume V est dépendant de la pression par l'intermédiaire du coefficient de compressibilité β (dbar^{-1}) :

$$V = V_0\left(1 - \beta P\right) \tag{5.2}$$

avec V_0 le volume du VVP à la pression atmosphérique. Notons que les valeurs de M et V_0 sont dépendantes du VVP utilisé et des capteurs dont il est équipé.

La vitesse verticale réelle du profileur peut être estimée à partir de la variation temporelle de la pression mesurée :

$$W_{\mathrm{r}} = \frac{d\left(\frac{P}{\rho g}\right)}{dt} \tag{5.3}$$

Enfin, la vitesse verticale océanique W_{oc} est obtenue par différence :

$$W_{\mathrm{oc}} = W_{\mathrm{th}} - W_{\mathrm{r}} \tag{5.4}$$

La détermination de Cd et β a nécessité de nombreux essais en mer. Après avoir mesuré tous les autres paramètres en laboratoire, la méthode consiste à trouver le meilleur couple [Cd, β] qui annule la moyenne $|W_{\mathrm{oc}}|$ sur le plus grand nombre de profils. Elle est adaptée de l'approche décrite dans MERCKELBACH et al. 2010 et FRAJKA-WILLIAMS et al. 2011. L'hypothèse sous-jacente, physiquement justifiée, est que la moyenne des vitesses verticales en fonction de la profondeur et du temps devrait finalement être égale à zéro. De tels calculs, effectués sur de nombreux ensembles de profils collectés en mer à différents endroits et à différents moments, conduisent à des valeurs de $Cd \approx 2.0$ et $\beta \approx 4.8 \times 10^{-5}$ dbar^{-1}.

5.2.3. Campagne PROTEVS-Gascogne

Initialement organisée dans le cadre des séries de campagnes PROTEVS-Gibraltar, portées par le SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine), la mission de septembre 2022 a dû être déplacée dans le Golfe de Gascogne, et ainsi rebaptisée PROTEVS-Gascogne (PIs : L. Bordois et F. Dumas). Comme nous l'avons indiqué précédemment, ces campagnes ont pour but d'étudier la génération de trains d'ondes internes comme dans le détroit de Gibraltar.

La campagne de septembre 2022 a cependant due être réorganisée, dans des délais très limités, dans une zone à la fois sujette à la présence de ces phénomènes

hydrodynamiques (ou apparentés), mais également accessible sans grande contrainte logistique.
Ainsi, nous avons ciblé le Golfe de Gascogne, où la présence du talus continental abrupt est propice à la génération de trains d'ondes internes lors du passage des marées au-dessus de la rupture de pente.
Par ailleurs, cette zone est aussi caractérisée par la présence du front thermique d'Ouessant en fin de période estivale et à l'automne.

Nous avons donc réalisé cette campagne du 10 au 25 septembre 2022, au niveau du Golfe de Gascogne, sur le plateau continental entre la côte et la limite supérieure du talus, dans deux zones distinctes : (i) au Sud d'Ouessant (où la présence du front thermique est supposée), et (ii) au Sud de Belle-Ile (zone plus à l'Est et plus enclavée par les côtes), tel qu'illustré dans la figure 5.7.

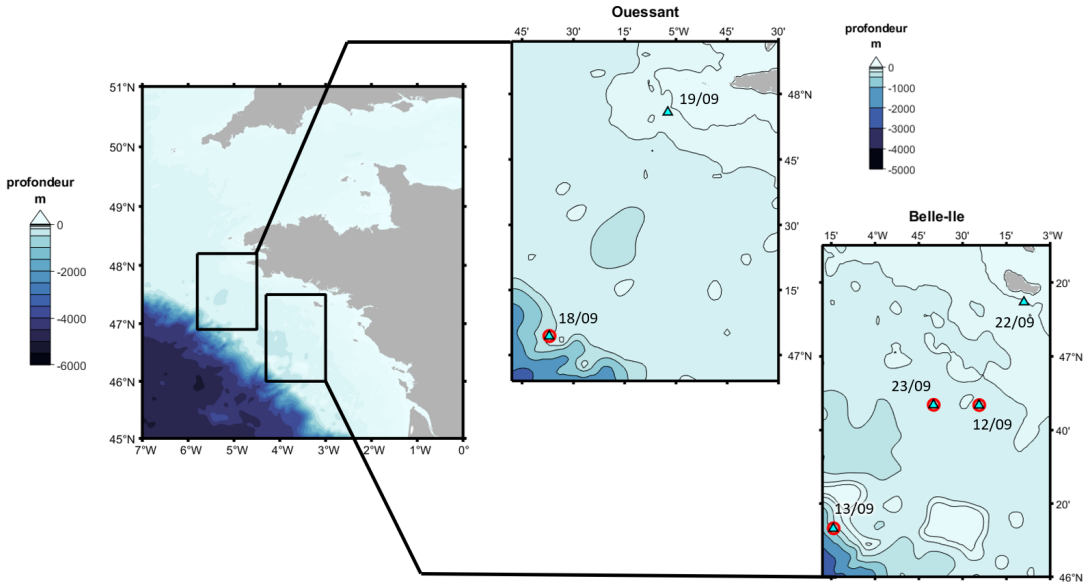

FIGURE 5.7. – Carte bathymétrique de la campagne PROTEVS-Gascogne 2022. Les stations "vitesses verticales" utilisant le VVP sont représentées en triangles bleus et le FF-ADCP représentées en cercles rouges.

La campagne PROTEVS-Gascogne a marqué les premiers déploiements et utilisations du VVP dans sa version finale, à l'échelle d'une campagne océanographique (figure 5.8). Au total, six déploiements ont été réalisés, aussi bien dans des zones à faible bathymétrie (40 m à 50 m), qu'à des profondeurs plus importantes (100 m à 200 m), pour un total de 41 profils verticaux.

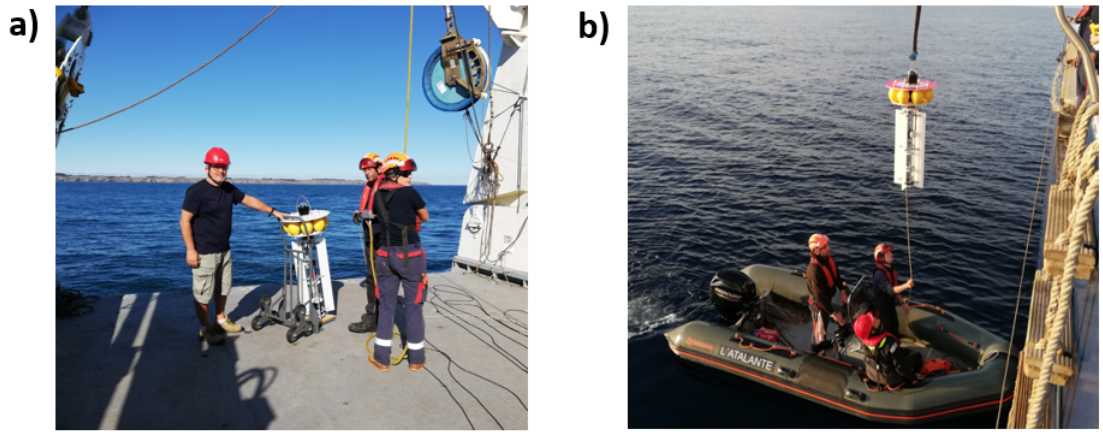

FIGURE 5.8. – Photographies illustrant les étapes a) de déploiement depuis le bord, et b) de récupération par zodiac du VVP à bord du N/O *L'Atalante*.

Notons que lors de la campagne PROTEVS-Gascogne, nous avons essentiellement réalisé des mesures de vitesses verticales en profils par l'utilisation du VVP. Bien que présent à bord, notre dispositif de FF-ADCP dans sa version optimale (à cinq faisceaux), n'a pas pu être déployé en profils profonds car, d'une part, la majeure partie de la mission a été réalisée dans une zone à bathymétrie très peu profonde (entre 50 m et 100 m de fond), et d'autre part, lors des quelques stations à plus grande profondeur, le système de treuillage, nécessaire lors de la phase de remontée du FF-ADCP, ne présentait pas une vitesse suffisamment élevée, augmentant fortement la durée d'opération et réduisant ainsi le nombre de profils successifs tout en les espaçant.

5.3. Résultats

Les échantillonnages durant la campagne PROTEVS-Gascogne ont été réalisés en trois temps, avec une première série d'opérations dans la zone de Belle-Ile, avec deux déploiements du VVP (les 12 et 13 septembre), une seconde série dans la zone d'Ouessant avec deux autres déploiements du VVP (les 18 et 19 septembre), et enfin un retour dans la zone de Belle-Ile, toujours pour deux déploiements de VVP (les 22 et 23 septembre).
L'ensemble des profils verticaux d'hydrologie (température, salinité et masse volumique) mesurés par la CTD équipant le VVP, et des profils de vitesses verticales océaniques (W_{oc}) dérivées du modèle de vol présenté précédemment, sont présentés dans la figure 5.9.

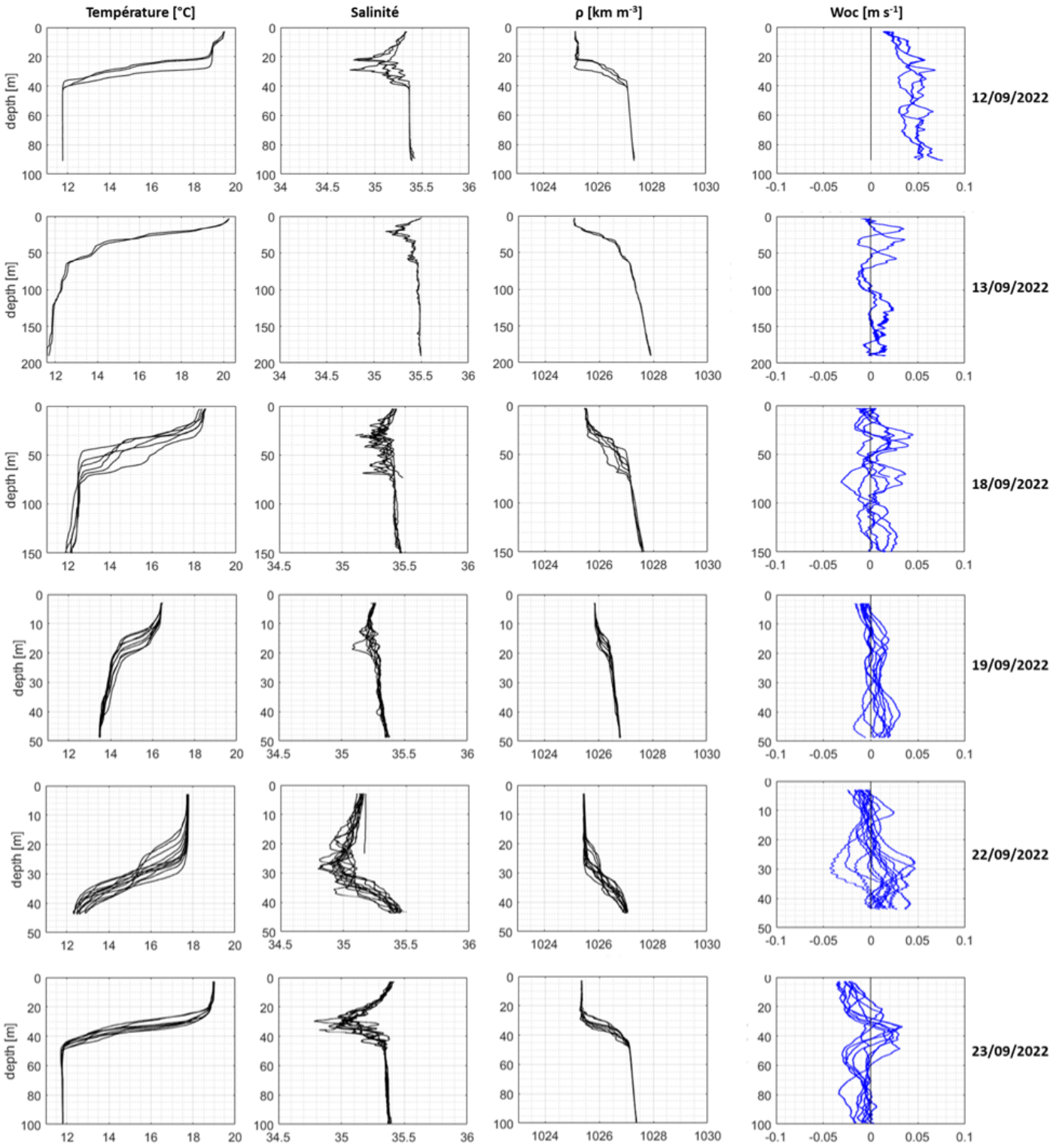

FIGURE 5.9. – Ensemble des profils de mesures effectués par le VVP durant la campagne PROTEVS-Gascogne (2022).

Nous pouvons observer que, exception faite du déploiement du 19/09, durant toute la durée de la campagne et indépendamment de la zone échantillonnée, la colonne d'eau présente une stratification stable. La thermocline est nettement visible, autour de 40 - 50 m, avec un gradient de l'ordre de 6 ° C sur une épaisseur de 20 m. Les profils de salinité quant à eux révèlent la présence d'une zone significativement moins salée au niveau de la profondeur de la thermocline.
Concernant le déploiement du 19/09, situé au Nord de la zone d'Ouessant, nous remarquons qu'il diffère par une thermocline bien moins marquée (d'environ 2 ° C) et très proche de la surface (autour de 10 - 15 m).
L'analyse des profils de densité permet également de remarquer un déplacement vertical des isopycnes (de l'ordre de 5 à 10 m) d'un profil à l'autre au cours d'un même déploiement, les 12/09, 18/09, 22/09 et 23/03. Ceci tend à indiquer la présence de mouvements verticaux assez importants dans la colonne d'eau.

L'étude des profils de vitesse verticale (W_{oc}) par le VVP, révèle la présence d'oscillations, d'intensité de l'ordre de 1 - 4 $\times$ 10^{-2} m s^{-1}. Ces oscillations sont plus ou moins marquées selon les déploiements, mais apparaissent systématiquement présentes.
Nous pouvons tout d'abord noter la singularité du premier déploiement de la mission (dans la zone de Belle-Ile) dont l'ensemble des profils verticaux de W_{oc} sont positifs et peuvent atteindre une intensité de 7 cm s^{-1}. Ensuite, deux déploiements sont particulièrement intéressants du point de vue des tendances de W_{oc}.
Les profils établis le 18/09, au niveau du talus dans la zone d'Ouessant, montrent la présence de nœuds (à 50 m et 100 m, où les profils se rejoignent autour d'une vitesse nulle) et de ventres (à 25 m, 75 m et 125 m, où l'amplitude des vitesses verticales atteint ses maxima), dans la colonne d'eau. Cette tendance est caractéristique du passage d'un train d'ondes internes, ce qui est cohérent avec la zone où l'échantillonnage a été effectué (i.e. rupture du plateau continental).
Les profils établis le 23/09, en amont du talus sur le plateau dans la zone de Belle-Ile, montrent quant à eux la présence de courants verticaux positifs ($W_{oc} > 0$ donc des vitesses verticales orientées vers la surface) aux alentours de la profondeur de 40 m, et des vitesses verticales négatives de moindre intensité dans le reste de la colonne d'eau. La profondeur à laquelle se retrouvent ces vitesses verticales ascendantes correspond au minimum de salinité repéré dans les profils d'hydrologie, sans toutefois que les profils de masse volumique révèlent d'instabilité de la colonne d'eau. La représentation des vitesses verticales en profil ne nous permet pas d'identifier concrètement le

type de dynamique, pourtant singulier, lors de cet échantillonnage.

L'interpolation des données de vitesses verticales entre chacun des profils est présentée dans la figure 5.10. Nous visualisons ainsi l'évolution temporelle de la composante verticale du courant échantillonnée par les cycles successifs du VVP.
Il est important de souligner que la vitesse de remontée du VVP est lente et que plus le profil de mesure est profond, plus la fréquence d'échantillonnage est réduite (i.e. durée plus longue entre deux profils successifs). Ces deux éléments sont susceptibles de créer un effet d'*aliasing* (i.e. sous échantillonnage d'un signal périodique) sur les signaux de vitesses verticaux présents dans la colonne d'eau.

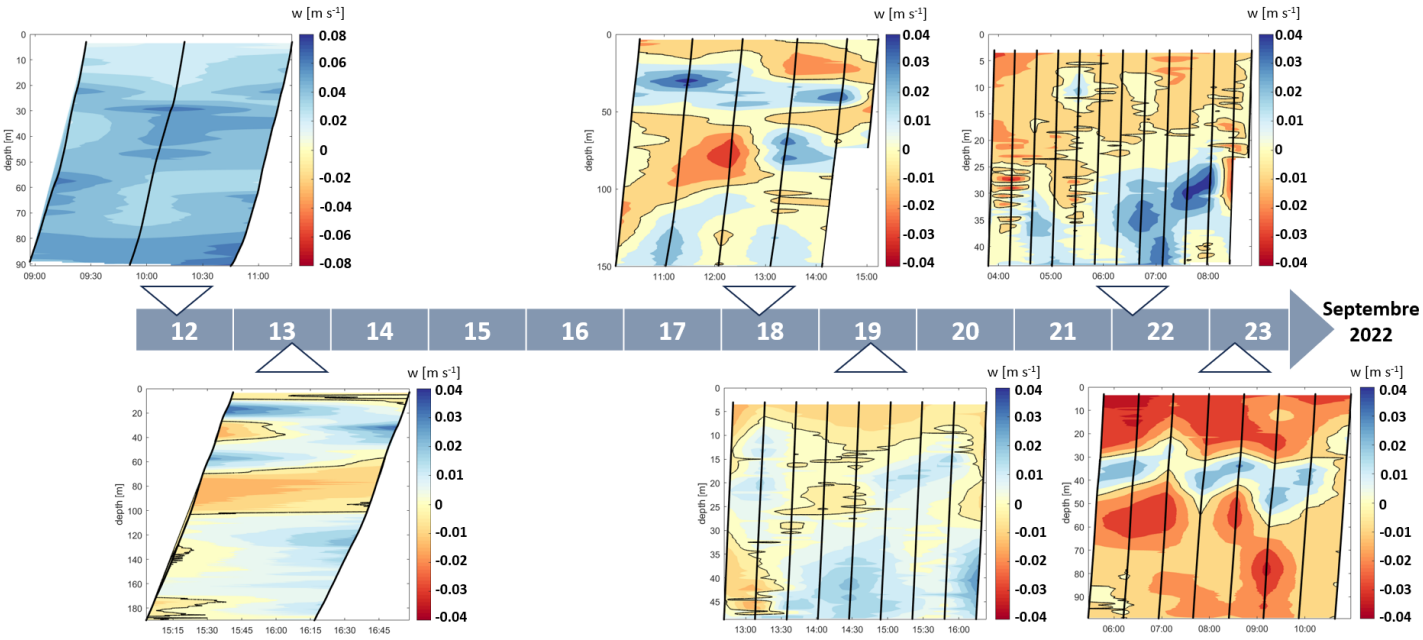

FIGURE 5.10. – Séries temporelles interpolées des vitesses verticales océaniques (W_{oc}) mesurées par le VVP lors de la campagne PROTEVS-Gascogne (2022). Notons que les profondeurs sont différentes à chaque date de déploiement et l'échelle de vitesse verticale du 12/09 diffère des autres dates.

Nous observons que, hormis pour le déploiement du 12/09, on retrouve une tendance générale de vitesses verticales ascendantes, d'intensité de l'ordre de 4 cm s^{-1} à une profondeur d'environ 40 - 50 m. Les échantillonnages profonds du 18/09 et du 23/09 après interpolation semblent montrer la présence d'une dynamique verticale spécifiquement localisée à cette profondeur, signalant potentiellement la présence de train d'ondes internes à ce niveau.

5.4. Discussion

Les vitesses verticales mesurées par le VVP durant la campagne PROTEVS-Gascogne sont d'un ordre de grandeur supérieures à celles que nous ciblons dans les études à fine échelle. Cependant ici, les marées puissantes et la génération d'ondes internes dominent la dynamique générale de la zone.

Lors de l'analyse des profils de vitesses verticales océaniques établis par le VVP, nous avons souligné la présence probable d'un effet d'*aliasing* dans nos données. En effet, la vitesse de remontée du VVP est légèrement inférieure à 10 cm s^{-1}, soit environ 30 minutes nécessaires à la réalisation d'un profil de W_{oc} (sans prendre en compte la durée de la phase de plongée ni le temps d'attente en surface entre deux cycles), ce qui implique que des processus périodiques plus rapides, comme le sont les trains d'ondes internes, vont nécessairement être sous-échantillonnés.
Néanmoins, le procédé de mesure de la composante verticale du courant par le VVP nous permet d'établir l'ordre de grandeur pris par cette composante dans les masses d'eau échantillonnées. Ainsi, bien que la périodicité des ondes internes ne soit pas mise en évidence, l'intensité de la dynamique verticale mesurée durant PROTEVS-Gascogne quant à elle coïncide avec la théorie des ondes internes.

Nous avons mentionné précédemment que durant la campagne PROTEVS-Gascogne, nous avons réalisé peu de mesures de vitesse verticales par le FF-ADCP. Cependant, pour les déploiements du VVP les 18/09 et 23/09, quelques profils FF-ADCP ont été réalisés (4 et 5 profils respectivement) ces mêmes jours.
La figure 5.11 (a et b) regroupe les profils de vitesses verticales mesurés par les deux techniques. Nous remarquons, d'une part, que les intensités maximales des vitesses mesurées par FF-ADCP sont inférieures à celles mesurées par le VVP, et d'autre part, que la tendance générale des profils diffère d'une méthode de mesure à l'autre.
La précision des mesures des vitesses verticales par la technique du FF-ADCP, comme illustré dans la figure 5.11 (c et d), est de l'ordre de quelques mm s^{-1}. Et bien que la durée d'un profil de mesure à 100 m par cette méthode soit d'environ 3 minutes (durée de la phase de descente uniquement), la réalisation d'un seul profil par heure dans le cadre de cette mission entraîne également un sous-échantillonnage des processus de dynamique verticale dans la colonne d'eau. Par ailleurs, il n'y a pas de réelle simultanéité entre les profils établis par les deux méthodes. Nous tenons donc à souligner que cette campagne n'offre pas le cadre adapté pour une comparaison concluante

des deux techniques.

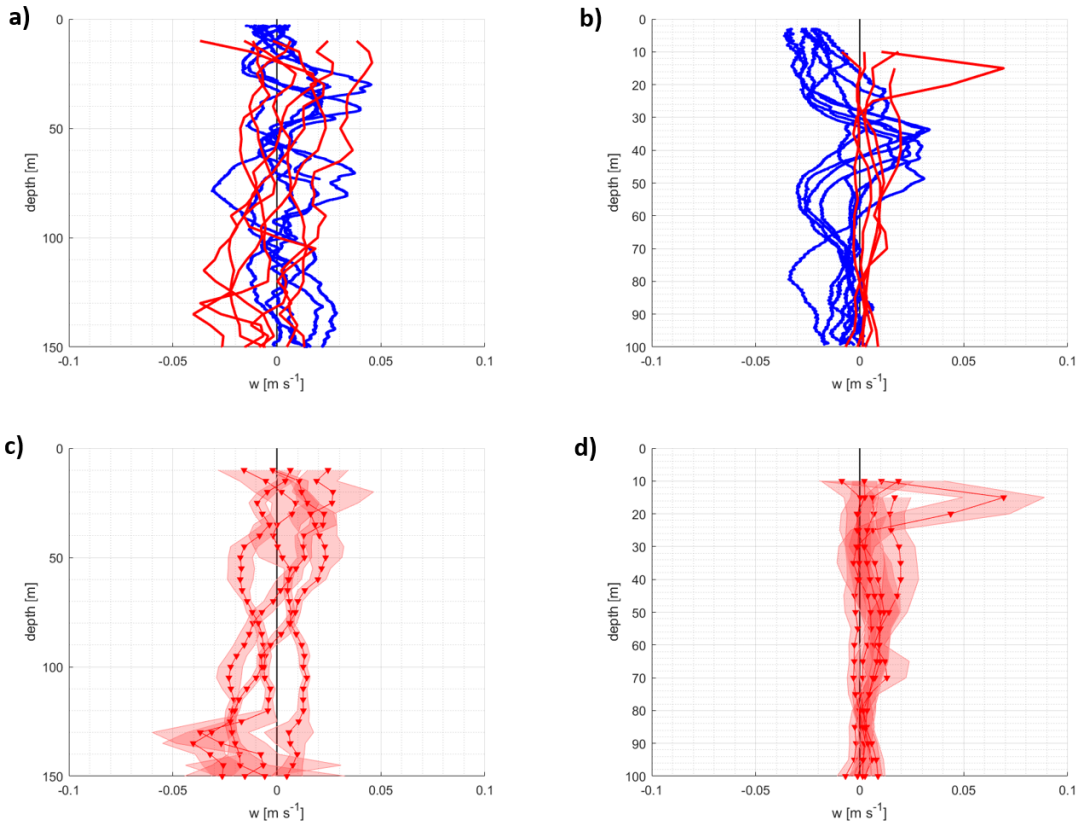

FIGURE 5.11. – a) et b) Profils de vitesses verticales océaniques mesurées par le FF-ADCP (en rouge) et le VVP (en bleu) lors de la campagne PROTEVS-Gascogne (2022) pour a) la journée du 18 septembre, et b) la matinée du 23 septembre.
c) et d) Profils de vitesses verticales océaniques moyennes mesurées par le FF-ADCP tels que présentés dans les figures a) et b) respectivement, associés à leurs écarts-types (zones ombrées).

5.5. Conclusion

La campagne océanographique PROTEVS-Gascogne à été l'occasion d'éprouver notre *Vertical Velocity Profiler* et d'effectuer pour la première fois des mesures in situ à l'échelle d'une campagne de recherche. L'ensemble des étapes qui nous ont conduits à cette mission durant les trois années qui ont précédé, nous ont permis d'aboutir à un concept fiable, dont les instabilités de départ ont été corrigées, et au modèle de vol maintenant établi.
Nous avons ainsi pu mesurer des vitesses verticales de l'ordre de plusieurs 10^{-2} m s^{-1} dans le cadre de PROTEVS-Gascogne. En revanche, les mesures de vitesses verticales par le FF-ADCP sont de l'ordre de quelques 10^{-3} m s^{-1} à 10^{-2} m s^{-1}, avec une précision de l'ordre de quelques 10^{-3} m s^{-1}. Cependant, la rapidité des signaux étudiés et les faibles fréquences d'échantillonnage par les deux techniques durant la campagne empêchent d'effectuer une analyse comparative rigoureuse.

Nous avons également constaté que le concept de véhicule autonome profilant est un atoût majeur, et permet notamment de doubler les mesures d'hydrologie classiques dans ce type de mission faisant intervenir les systèmes de bathysonde imposants et plus complexes à mettre en œuvre. En effet, le VVP est un véhicule pouvant accueillir une diversité de capteurs adaptable suivant le besoin des missions, en plus de pouvoir réaliser une mesure systématique des vitesses verticales océaniques.
En outre, le déploiement et la récupération du VVP sont deux étapes très simples, essentiellement du fait de la légèreté du dispositif : la mise à l'eau s'effectue directement depuis le bord par suspension au portique arrière à l'aide d'un bout simple, et la récupération, bien que nécessitant la mise à l'eau d'un zodiac, se fait directement en mer. Par ailleurs, une fois mis à l'eau, le VVP est totalement autonome, il peut effectuer des acquisitions sur une durée allant jusqu'à huit heures et son suivi est effectué par positionnement GPS.

Durant la campagne PROTEVS-Gascogne nous avons néanmoins rencontré quelques limitations dans l'utilisation de ce dispositif. En effet, la dérive totalement autonome du VVP, et de tout autre instrument océanographique, peut représenter un inconvénient dans les zones d'études caractérisées par une forte dynamique horizontale, ou encore par un trafic maritime important. Ainsi, nous notons que le changement d'organisation du lieu de la campagne, à l'origine prévue dans le détroit de Gibraltar, s'est révélé bénéfique pour l'utilisation du VVP.

La limitation principale que nous avons rencontrée lors de cette campagne a été le manque de mesures VVP et FF-ADCP simultanées, nous empêchant d'effectuer une analyse comparative entre les mesures in situ directes par FF-ADCP et indirectes par VVP.

Enfin, nous avons relevé que malgré le bon fonctionnement du VVP lors de la campagne, ce dispositif dans son fonctionnement actuel n'est pas adapté pour la mesure spécifique des trains d'ondes internes, en revanche il convient tout à fait pour des structures à dynamique plus stable (structures de fine échelle de type front, tourbillons, filaments).

Ainsi, nous concluons que le VVP présente un grand potentiel pour la mesure des vitesses verticales dans les études à fine échelle. Ce dispositif ainsi que le *Free Fall* ADCP ont été développés à cette fin, durant trois années, dans la perspective de la campagne océanographique BIOSWOT-Med. Celle-ci a été réalisée en avril 2023, et le VVP a été déployé à plus grande échelle, ainsi que le FF-ADCP.

Bibliographie

FRAJKA-WILLIAMS, E., C. C. ERIKSEN, P. B. RHINES et R. R. HARCOURT (2011). « Determining vertical water velocities from seaglider ». In : *J. Atmos. Oceanic Technol.* 28, p. 1641-1656. DOI : 10.1175/2011JTECHO830.1.

FUDA, J. -L., F. MARIN, F. DURAND et T. TERRE (2013). « Diagnosing ocean vertical velocities off New Caledonia from a SPRAY glider ». In : *Geophys. Res. Abstracts* 15. EGU2013-9721.

HOROWITZ, M. et C. H. K. WILLIAMSON (2010). « The effect of Reynolds number on the dynamics and wakes of freely rising and falling spheres. » In : *Journal of Fluid Mechanics* 651, p. 251-294. DOI : 10.1017/S0022112009993934.

MAHMUD, Sakib, Steven F. DIMARCO, Kerri WHILDEN, Anthony H. KNAP et al. (2020). « Estimating Open Ocean Vertical Current Velocity from Glider Flight Characteristics : application to mixing processes in the Gulf of Mexico ». In : *Global Oceans 2020 : Singapore – U.S. Gulf Coast*, p. 1-6. DOI : 10.1109/IEEECONF38699.2020.9389323.

MARGIRIER, F., A. BOSSE, P. TESTOR, B. L'HÉVÉDER et al. (2017). « Characterization of convective plumes associated with oceanic deep convection in the Northwestern Mediterranean from high-resolution in situ data collected by gliders ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 122, p. 9814-9826. DOI : 10.1002/2016JC012633.

MERCKELBACH, L., D. SMEED et G. GRIFFITHS (2010). « Vertical water velocities from underwater gliders ». In : *J. Atmos. Oceanic Technol.* 27, p. 547-563. DOI : 10.1175/2009JTECHO710.1.

Chapitre 6

Mise en place de la stratégie de mesure des vitesses verticales dans le cadre de BIOSWOT-Med

Sommaire

6.1 Introduction 126
6.2 Matériel et méthodes 127
6.3 Résultats 130
6.3.1 Mesures directes in situ par FF-ADCP 130
6.3.2 Mesures indirectes in situ par VVP 133
6.4 Discussion 134
6.5 Conclusion 138

6.1. Introduction

Le consortium SWOT-AdAC (*Surface Water and Ocean Topography - Adopt A Crossover*, NASA-CNES) a été constitué en amont du lancement du nouveau satellite altimétrique SWOT (présenté en section 2.1), afin de coordonner les expériences océanographiques in situ s'appuyant sur l'exploitation et l'interprétation de ses observations.
Les projets inclus dans ce consortium ont été développés à proximité des zones de *crossover* du satellite SWOT, c'est-à-dire dans les régions océaniques couvertes par le croisement des trajectoires ascendantes et descendantes de SWOT lors de sa première phase (figure 6.1).

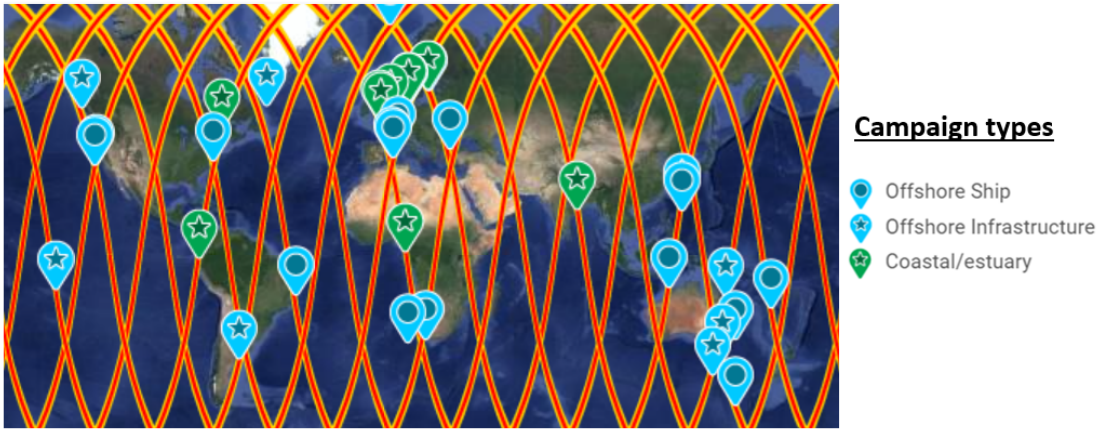

FIGURE 6.1. – Trajectoire des fauchées SWOT (rouge) pendant la première phase, dite de *fast sampling* et positionnement des campagnes et infrastructures d'observation adoptées par le consortium SWOT-AdAC. Source : swot-adac.org (2023).

En effet, à la suite de son lancement en décembre 2022, les six premiers mois ont été dédiés à la calibration et la validation (CalVal) des données. Il s'agit d'une phase de *fast sampling* car durant cette période la fréquence de revisite des croisements de fauchées est maximale (deux fois par jour). Trois de ces mois (avril - juin 2023) ont été scientifiquement exploitables. Pendant cette phase, le satellite a volé sur une orbite plus basse que son orbite nominale.

Dans ce contexte de collaboration internationale, la campagne BIOSWOT-Med a été réalisée à proximité du *crossover* Méditerranéen Occidental, durant la phase scientifique du *fast sampling*, du 20 avril au 15 mai 2023.

La campagne BIOSWOT-Med a ciblé une structure de fine échelle de type front au Nord des Iles Baléares.
Notons que lors de la campagne, les conditions météorologiques nous ont obligés à deux reprises à nous déplacer au Sud de l'île de Minorque afin de nous abriter. Cette zone étant connue pour être marquée par la présence de petits tourbillons issus des tourbillons Algériens générés dans le Sud du sous-bassin Méditerranéen Occidental, nous avons profité de notre présence pour poursuivre nos échantillonnages.

Bien que la campagne BIOSWOT-Med ait donné lieu à l'échantillonnage d'une grande diversité de paramètres (physiques, biologiques, chimiques et biogéochimiques), nous focaliserons ce chapitre sur les mesures de vitesses verticales réalisées par nos deux systèmes (*Free Fall* ADCP et *Vertical Velocity Profiler*) et leur intercomparaison. Par ailleurs, il est important de souligner que cette campagne a représenté la finalité du développement de nos deux dispositifs innovants.

Enfin, notons que la réalisation tardive de la campagne BIOSWOT-Med par rapport aux délais de ce travail de thèse implique que nous avons, à ce stade, pu effectuer un premier traitement des données suivi par une analyse générale, telle que présentée ici, sans toutefois entrer dans des analyses et interprétations approfondies.

6.2. Matériel et méthodes

Au cours de la campagne BIOSWOT-Med, nous avons échantillonné, par cycle de 24 heures, chacune des trois régions d'intérêt (figure 6.2). Ainsi, deux séquences A-F-B ont été complétées, la région B étant la seule échantillonnée trois fois. Par ailleurs, entre chaque séquence d'échantillonnage A-F-B, nous avons réalisé un cycle d'échantillonnage d'opportunité au Sud de Minorque (région "M"), marqué par la présence de plus petits tourbillons anticycloniques. En effet, cet échantillonnage au Sud de Minorque a été réalisé afin de s'abriter des conditions météorologiques limitant les opérations dans notre zone d'étude au Nord des Baléares.

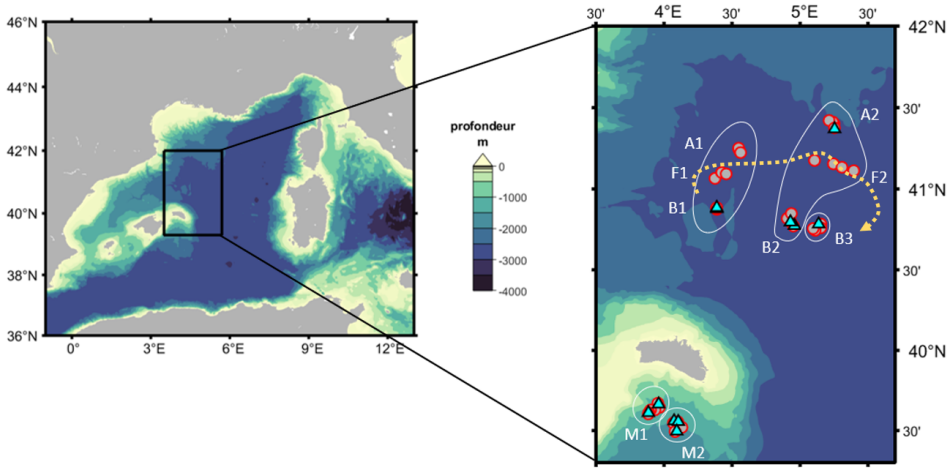

FIGURE 6.2. – Carte bathymétrique de la campagne BIOSWOT-Med, du 20 avril au 15 mai 2023. Stations "vitesses verticales" utilisant le FF-ADCP représentées en cercles rouges et le VVP représentées en triangles bleus, regroupement des stations selon 4 régions : (A) Nord du front, (F) Front, (B) Sud du Front, (M) tourbillons au Sud de Minorque. La position approximative du front durant la campagne est représentée par la flèche en pointillés jaunes.

Nous avons déployé nos dispositifs de mesure in situ des vitesses verticales dans leur version optimisée, afin d'obtenir des profils verticaux dans les 200 premiers mètres de la colonne d'eau.

En effet, le FF-ADCP a été équipé d'un ADCP nouvelle génération (de type Sentinel V50, 500 kHz à cinq faisceaux, RDI) et déployé à partir d'un treuil offrant une vitesse de remontée rapide (> 1 m s^{-1}) (figure 6.3 a et b).

Le VVP a été déployé dans la même configuration que durant la campagne PROTEVS-Gascogne, c'est-à-dire dans sa version avec empennage (figure 6.3 c et d). Notons qu'au départ de la mission, nous disposions de deux prototypes de VVP, dans l'idée d'augmenter la résolution spatio-temporelle des mesures ainsi qu'à des fins d'intercomparaison. Cependant, l'un des deux VVP a subi une perte de communication lors de son premier déploiement, pour une raison inconnue, et n'a pas pu être localisé. Ainsi, l'ensemble des données VVP de la mission provient d'un unique prototype.

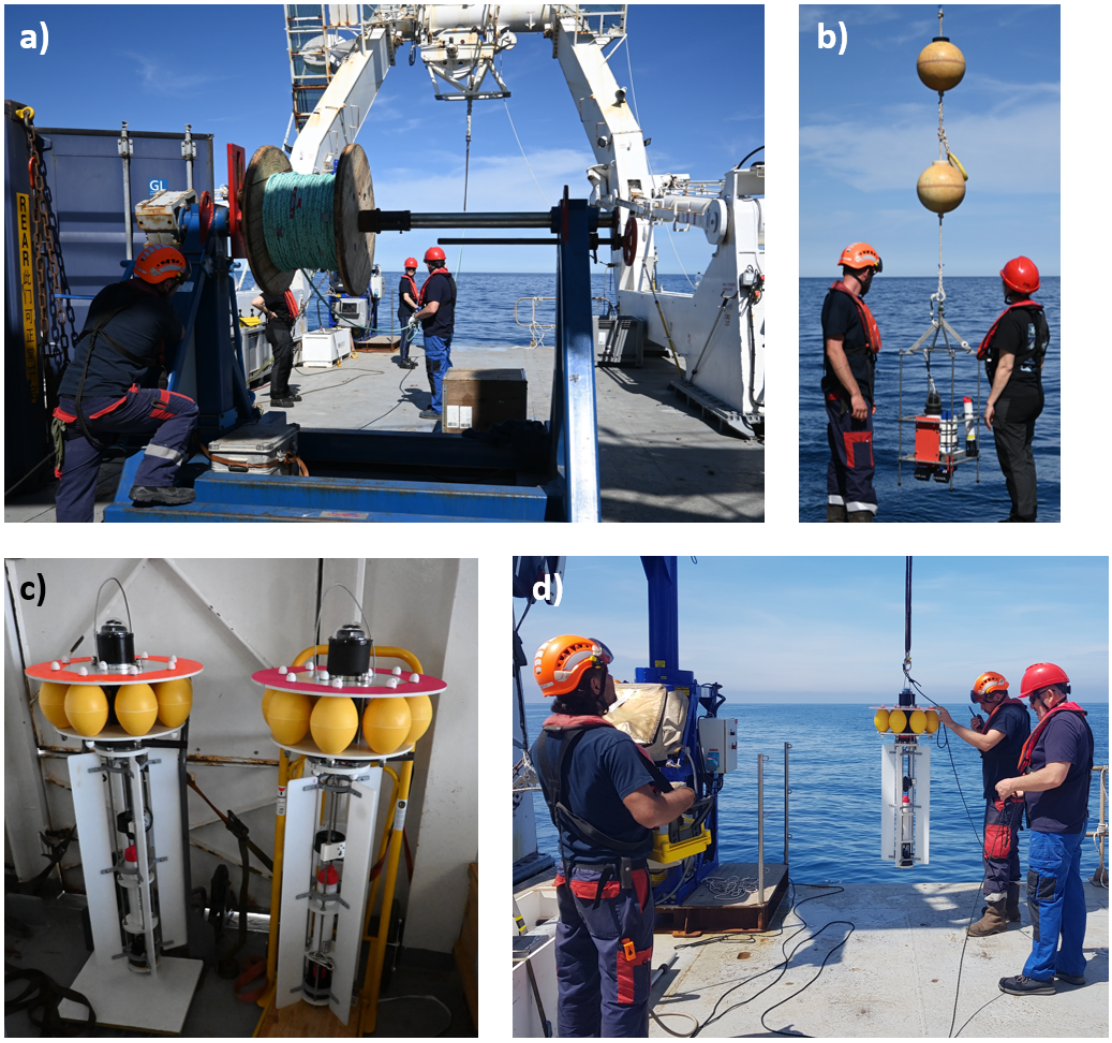

FIGURE 6.3. – Photographies illustrant les dispositifs utilisés pour la mesure des vitesses verticales lors de la campagne BIOSWOT-Med 2023.
a) Treuil utilisé pour la remontée du FF-ADCP.
b) Déploiement du FF-ADCP.
c) Photographie des deux VVPs embarqués en début de mission.
d) Déploiement d'un VVP.

Pour la suite, notons que la nomenclature des stations d'échantillonnage par VVP et FF-ADCP est déterminée par la masse d'eau échantillonnée selon sa région, sa séquence ainsi que par le numéro de station (cast) croissant sur l'ensemble de la campagne (e.g. station A1C04 : localisée dans la masse d'eau A lors de la première séquence d'échantillonnage A-F-B et constituant la $4^{\text{ème}}$ station d'échantillonnage depuis le début de la campagne).

6.3. Résultats

Nous avons réalisé un grand nombre de mesures en profils verticaux lors de la campagne BIOSWOT-Med : 191 profils établis par le FF-ADCP (pour 38 stations) et 50 profils établis par le VVP (pour 11 stations). L'ANNEXE E regroupe l'ensemble des profils FF-ADCP, tandis que l'ANNEXE F regroupe les profils hydrologiques mesurés par la CTD équipant le VVP.

6.3.1. Mesures directes in situ par FF-ADCP

Nous présentons les profils de vitesses verticales mesurées par le FF-ADCP pour les stations couplant également des mesures par le VVP (figure 6.4). Les profils sont réalisés entre la surface et 200 m de profondeur, pour une vitesse de chute de l'ordre de 0.5 à 0.7 m s^{-1}. Ils sont établis pour les phases de descente successives, chaque station durant en moyenne une heure.
En premier lieu, nous observons que pour ces stations, les vitesses verticales moyennes mesurées sont de l'ordre de quelques 10^{-3} m s^{-1} jusqu'à 6×10^{-2} m s^{-1}, avec des écarts-types de l'ordre de quelques 10^{-3} m s^{-1}.
Hormis pour les stations B1C16 et B2C26, les profils présentent peu de variabilité temporelle et sont concordants entre eux sur toute la durée de leur station. Il est toutefois important de souligner que la variabilité temporelle de ces deux stations n'impacte pas la précision de la mesure par le FF-ADCP, dont les écarts-types sont optimaux, de l'ordre de 10^{-3} m s^{-1}. Ensuite, nous pouvons noter que pour ces quelques exemples de station, nous n'observons pas de tendance spécifique à une masse d'eau. En effet, dans le cas des profils établis aux stations B1C14 et M1C21, nous mesurons une forte augmentation de l'intensité de la vitesse verticale autour de 80 - 100 m, puis des profils plutôt homogènes et compatibles avec une vitesse verticale nulle une douzaine d'heures après (en B1C16 et en M1C23 respectivement).

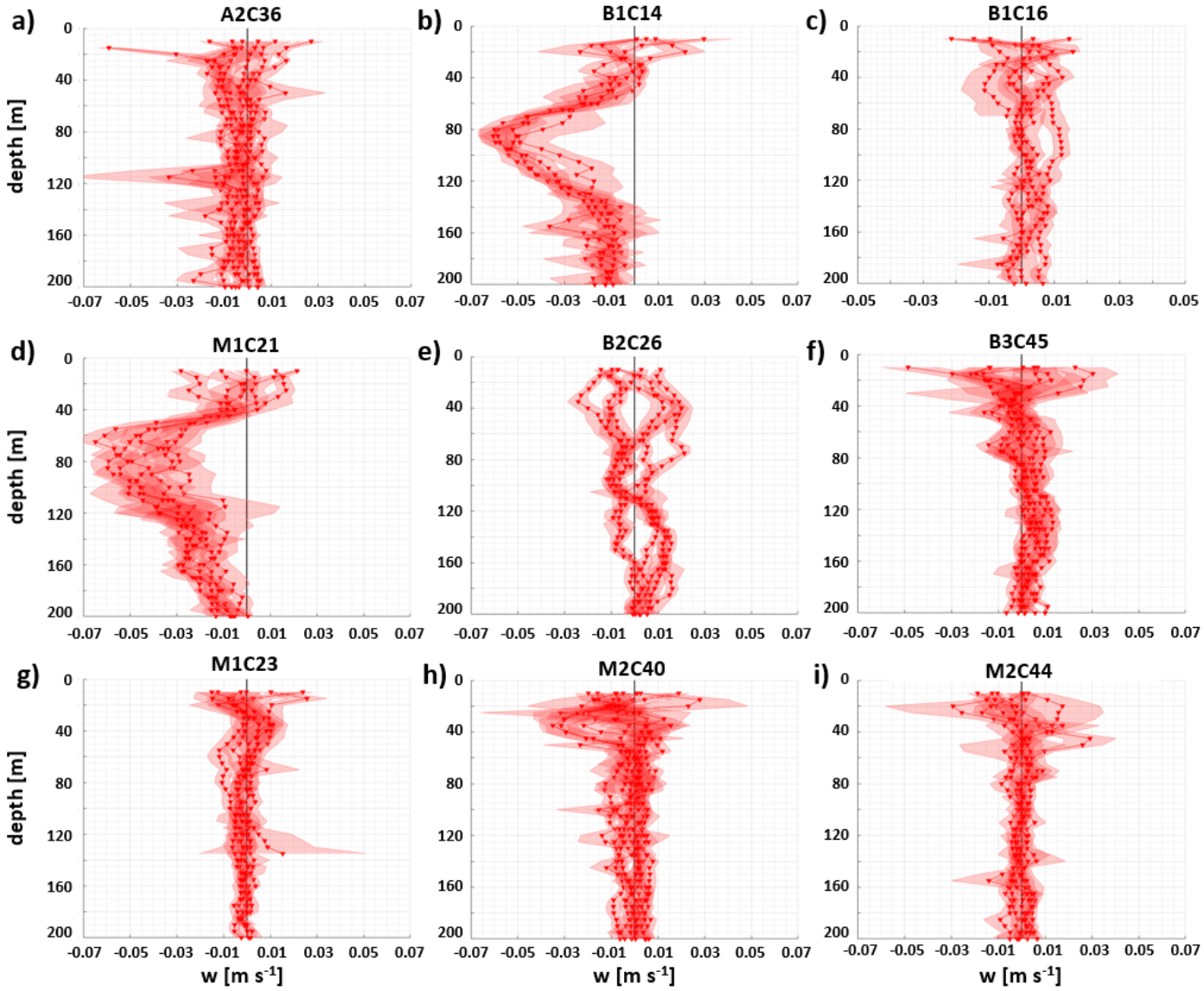

FIGURE 6.4. – Vitesses verticales mesurées par le FF-ADCP pour une sélection de stations de la campagne BIOSWOT-Med (2023). Les valeurs moyennes sont représentées par les lignes, les écarts-types sont représentés par les zones ombrées autour de chaque valeur moyenne.

Plus généralement, lorsque l'on étudie les distributions statistiques des profils verticaux pour chacune des stations (figure 6.5), nous observons qu'indépendamment de la masse d'eau échantillonnée, l'ordre de grandeur des vitesses verticales mesurées est de $\boldsymbol{O}(10^{-3})$ m s^{-1}, pour des écarts-types de $\boldsymbol{O}(10^{-3}$ - $10^{-2})$ m s^{-1}.
Dans la masse d'eau A, située au Nord du front, les distributions sont en moyenne plus stables que dans le front (stations F) ou au Sud du front (masse d'eau B). Les

stations réalisées au Sud de Minorque (M1 et M2) ainsi que celles situées dans le front présentent la plus grande variabilité.
Lorsque l'on considère l'ensemble des profils de vitesses verticales mesurées durant la campagne (ANNEXE E), nous observons également que les intensités maximales fréquemment mesurées sont de l'ordre de ± 5 - 6 cm s^{-1} (pour les stations A1C06, A2C34, F1C09, F1C10, B1C14 et M1C21), jusqu'à atteindre ± 8 - 10 cm s^{-1} (pour les stations B1C13, B3C47, et M2C42).

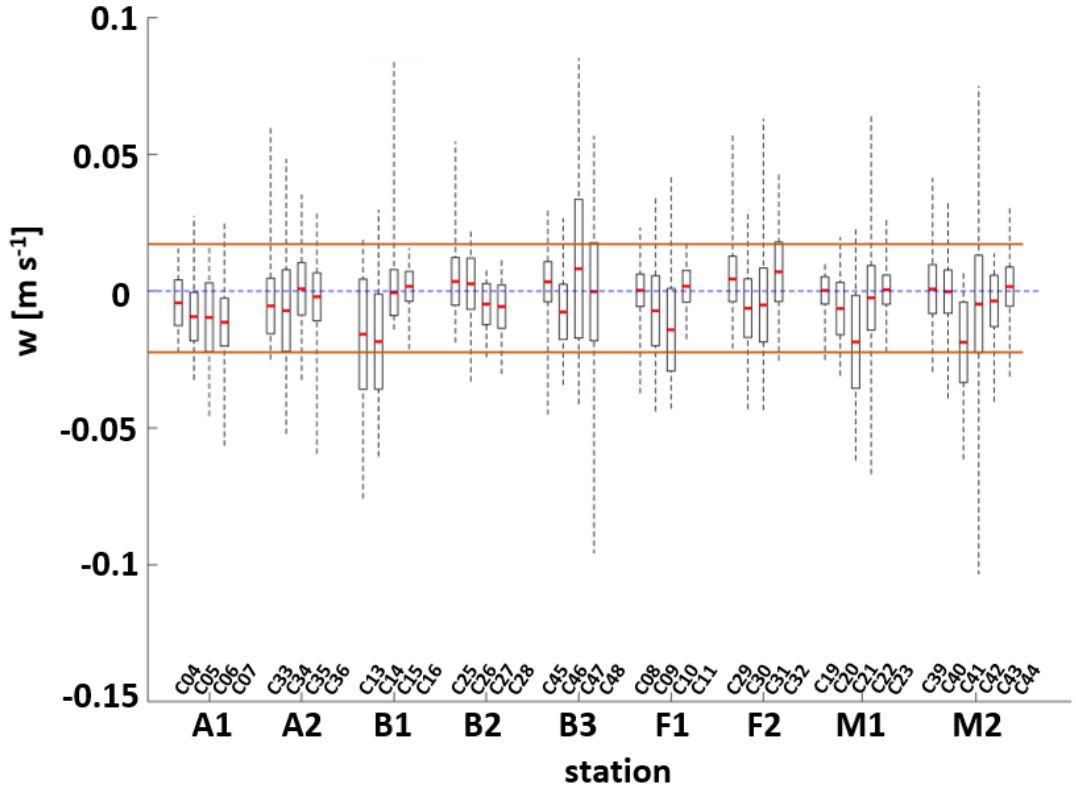

FIGURE 6.5. – Distribution en boites à moustaches de l'ensemble des vitesses verticales mesurées par FF-ADCP et regroupées par station durant la campagne BIOSWOT-Med (2023). Les valeurs moyennes des distributions sont représentées en rouge, les écarts-types centrés autour de leur moyenne en rectangle noir, et les *outliers* en pointillés noirs. La ligne en pointillés bleue représente la vitesse nulle, les seuils − 0.03 m s^{-1} et + 0.02 m s^{-1} sont matérialisés par les lignes orange. source : E. Lefèvre (stage M1).

6.3.2. Mesures indirectes in situ par VVP

Pour cette méthode également, les profils sont réalisés entre la surface et 200 m de profondeur, mais pour une vitesse de remontée de l'ordre de 0.1 m s^{-1}. Ils sont établis pour les phases de remontées successives, chaque station durant en moyenne quatre à six heures.
Nous n'avons pas pu déployer le VVP dans la zone frontale (F), du fait de courants horizontaux trop intenses qui auraient nécessité de stopper toutes les opérations pour l'étape de récupération. Cependant, toutes les autres masses d'eau ont été échantillonnées par le VVP au moins une fois.
Nous présentons ici l'ensemble des profils de vitesses verticales mesurés par le VVP (figure 6.6).

Ces profils sont relativement homogènes, et en général concordants entre eux. Nous pouvons souligner la présence d'un cisaillement de vitesses verticales à environ 100 m de profondeur au niveau de la station A2C36, et environ 120 m de profondeur sur les stations B1C14 et B1C16.
Par cette méthodologie, nous mesurons des vitesses verticales de l'ordre de plusieurs 10^{-3} m s^{-1}.
Les plus grandes variabilités temporelles sont observables au niveau des stations A2C36, B2C24, B2C26 et B3C45.

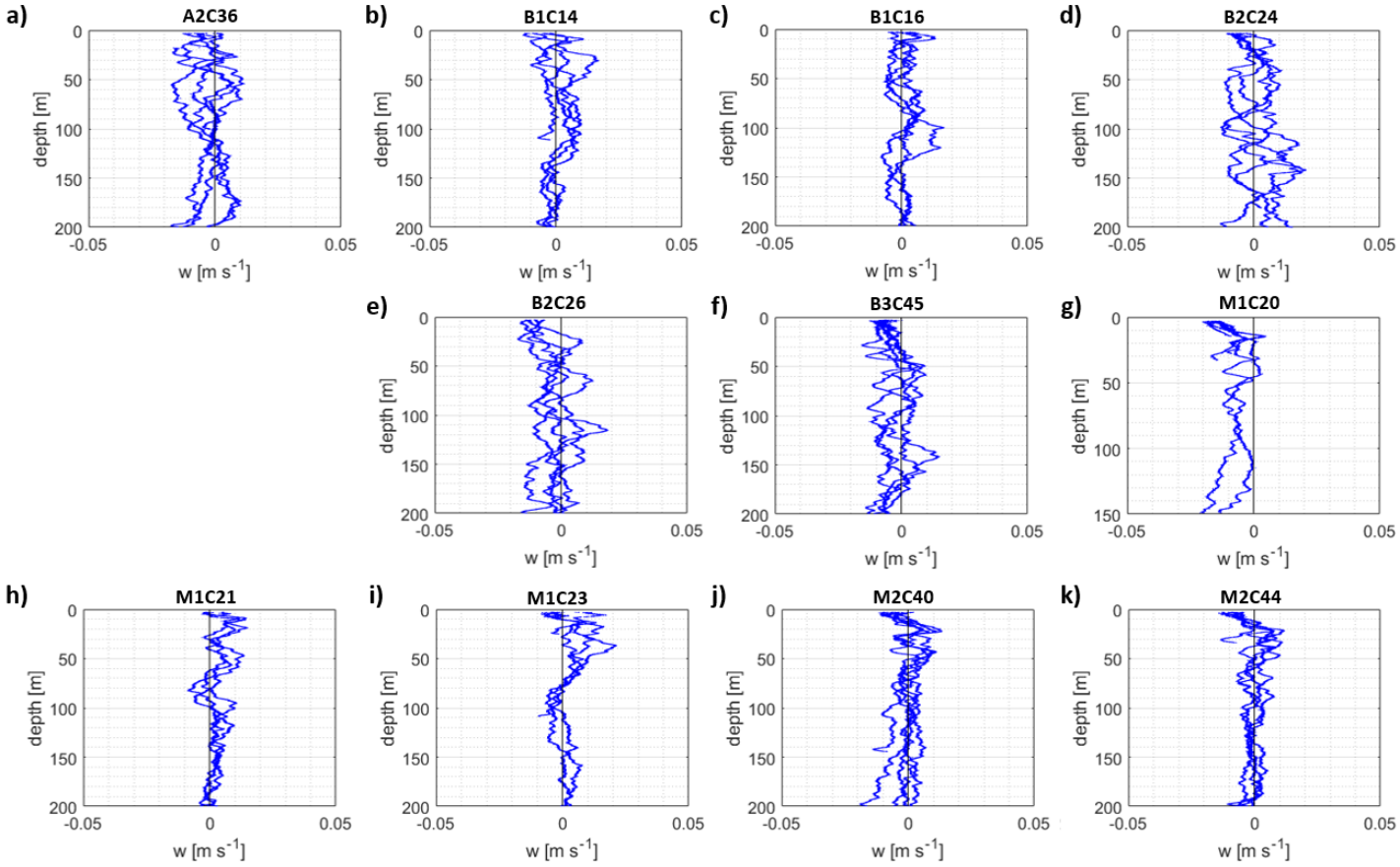

FIGURE 6.6. – Ensemble des profils de vitesses verticales océaniques mesurés par le VVP durant la campagne BIOSWOT-Med (2023).

6.4. Discussion

L'analyse des distributions de vitesses verticales mesurées par FF-ADCP (figure 6.7) nous permet d'évaluer si une tendance journalière se démarque, indépendamment des zones d'échantillonnages. Nous remarquons qu'en journée (matin et après-midi), les distributions sont en moyenne réparties de manière homogène autour d'une vitesse verticale nulle, tandis que les distributions des mesures nocturnes (soir et nuit) présentent une tendance négative. Cette tendance à mesurer des signaux de vitesse verticale négative la nuit, dans les 100 premiers mètres de la colonne d'eau, s'observe fréquemment dans les mesures de courantologie par ADCP de coque, et traduisent la présence d'un signal biologique (souvent de type migration nycthémérale).

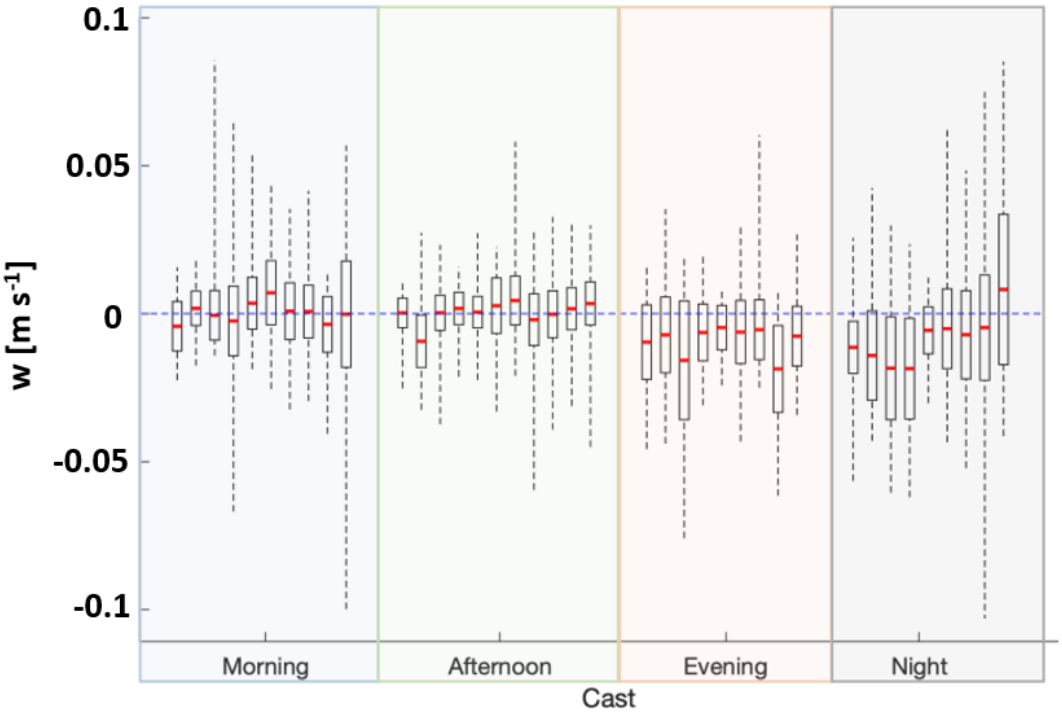

FIGURE 6.7. – Distribution en boites à moustache des vitesses verticales mesurées par FF-ADCP regroupées par période de la journée. Les valeurs moyennes des distributions sont représentées en rouge, les écarts-types centrés autour de leur moyenne en rectangle noir, et les *outliers* en pointillés noirs. La ligne en pointillés bleue représente la vitesse nulle. Les mesures effectuées entre 07 : 00 et 09 :00 am correspondent au matin (en bleu), entre 01 :00 et 03 :00 pm correspondent à l'après-midi (en vert), entre 07 :00 et 09 :00 pm correspondent au soir (en orange), et entre 01 :00 et 03 :00 am correspondent à la nuit (en gris). source : E. Lefèvre (stage M1).

Lorsque nous confrontons nos profils de vitesses verticales mesurés in situ par nos deux dispositifs (figure 6.8) pour les stations qui le permettent, nous constatons que les ordres de grandeur sont compatibles et de quelques 10^{-3} m s^{-1}. Toutefois, bien que les profils de mesure établis au niveau des stations M1C21 montrent une variabilité du signal de vitesse verticale, co-localisée avec celle visible dans les mesures issues du FF-ADCP, leur intensité est largement inférieure. Lorsque ces compatibilités de variations sont de moindre intensité en revanche, tels que dans les profils des stations B1C16 et M1C23, les ordres de grandeur des mesures issues des deux dispositifs convergent.
De plus, la variabilité temporelle des profils verticaux diffère en fonction des méthodes. En effet, bien que l'on observe un léger cisaillement vertical dans les profils de mesure

par VVP entre 60 et 120 m de profondeur pour les stations B1C14 et M1C21, l'intensité du cisaillement relevé dans les données FF-ADCP est significativement supérieure.

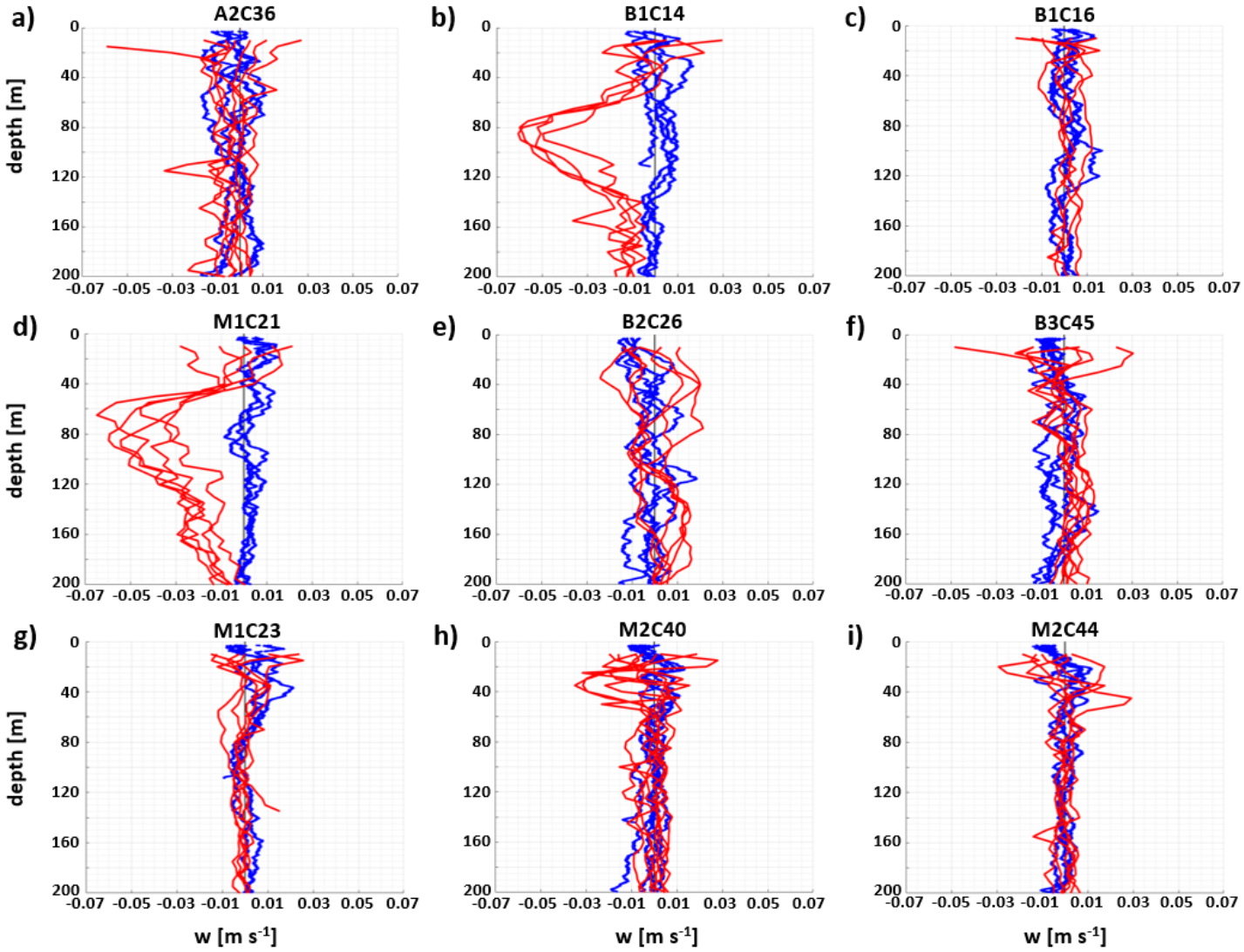

FIGURE 6.8. – Ensemble des profils moyens de vitesses verticales mesurés par le FF-ADCP (en rouge) et le VVP (en bleu), durant la campagne BIOSWOT-Med (2023).

Enfin, la comparaison bi-dimensionnelle (temps, profondeur) entre les mesures in situ réalisées par nos deux dispositifs est présentée en figure 6.9. Cette représentation met en évidence qu'au-delà des intensités de mesure similaires, les tendances des signaux diffèrent selon la technique d'échantillonnage mise en œuvre.

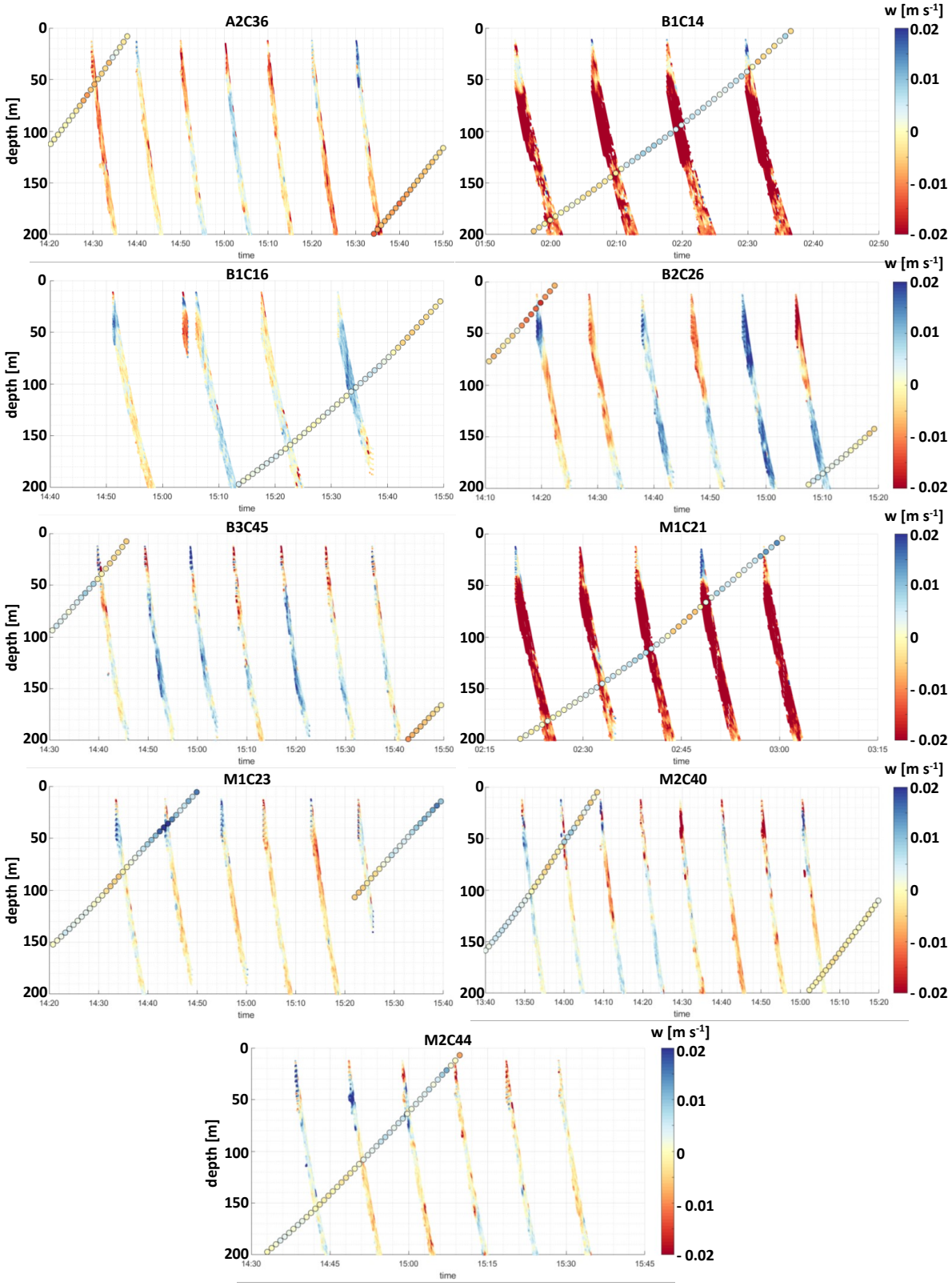

FIGURE 6.9. – Séries temporelles des mesures de vitesses verticales par le VVP (valeurs dans les cercles noirs, profils montants) superposées aux profils temporels de vitesses verticales mesurées par le FF-ADCP (profils descendants).

Rappelons que le VVP remontant à une vitesse d'environ 10 cm s^{-1}, soit 5 à 7 fois plus lentement que la vitesse de chute du FF-ADCP, dans une colonne d'eau de 200 m, la fréquence d'échantillonnage des signaux de vitesse verticale océanique par le VVP est moindre. La fréquence d'échantillonnage est donc très différente entre les deux systèmes, empêchant ainsi de reconstruire les mêmes signaux.

6.5. Conclusion

La campagne BIOSWOT-Med nous a permis de déployer à grande échelle nos dispositifs FF-ADCP et VVP, ainsi que de réaliser une première analyse comparative des résultats obtenus pour chacune des deux méthodes.
Tout d'abord, nous avons constaté que les efforts fournis ces dernières années ont abouti, en mettant de côté la perte de l'un des VVPs en début de mission, à une haute performance dans nos protocoles d'acquisition des mesures de vitesses verticales par nos deux systèmes innovants. Rappelons que les pertes ou dommages instrumentaux font partie intégrante de la recherche océanographique de terrain, et nous soulignons ici l'avantage de développer des systèmes d'échantillonnage à la fois peu coûteux et performants.
Ensuite, nous avons pu noter que les deux techniques permettent d'atteindre quelques 10^{-3} m s^{-1}, c'est-à-dire l'ordre de grandeur cible des vitesses verticales océaniques dans les structures de fine échelle, avec une précision du même ordre. Néanmoins, la différence majeure observable réside dans la fréquence d'échantillonnage des signaux de vitesses verticales. En effet, le VVP présente une fréquence d'échantillonnage inférieure à celle offerte par le FF-ADCP. Les signaux et variations rapides ne peuvent donc pas être reconstruites à l'issue d'un déploiement de VVP. Cependant, l'autonomie complète du VVP pour l'échantillonnage de la colonne d'eau rend son utilisation très intéressante d'un point de vue opérationnel. Afin de pallier ce sous-échantillonnage nous pensons que le développement d'une flottille de VVPs serait un réel avantage dans le *mapping* de toute une zone d'étude. Par ailleurs, nous pensons également qu'il serait intéressant de mettre en commun le potentiel de chacune de nos deux méthodes en associant un ADCP à cinq faisceaux à un VVP, dans un système de type *Free Rise* ADCP. De cette façon, l'ADCP serait totalement découplé du navire, et les avantages de chacune des deux techniques seraient potentialisés.

Par ailleurs, nous notons qu'à ce stade, les premières analyses effectuées ne nous permettent pas de conclure sur des différences significatives de dynamique verticale entre les différentes masses d'eau au niveau de la structure frontale, ou dans la zone au Sud de Minorque.
L'étude réalisée dans ce chapitre nécessite d'être prolongée par une analyse plus approfondie de l'ensemble des données de la campagne, notamment par la mise en parallèle de nos profils avec les mesures de turbulence pour la détection des microstructures, ou encore de nutriments et de cytométrie pour la dynamique des communautés biologiques et les transferts verticaux de matière. De plus, les champs de vitesses verticales estimées par le satellite SWOT, bientôt à disposition de la communauté scientifique, seront à mettre en perspective avec nos mesures. Ces analyses seront conduites au sein du MIO dans les mois et années à venir.

Chapitre 7

Conclusions et perspectives

Sommaire

7.1 Conclusions 142
7.2 Perspectives 146
Bibliographie 148

7.1. Conclusions

La dynamique océanique de fine échelle, génératrice de mouvements verticaux cruciaux dans le transfert d'énergie et de matière entre l'atmosphère et l'océan, constitue un véritable défi pour les études océanographiques. En effet, l'observation et la mesure in situ à haute résolution des structures de fine échelle sont compliquées par leur faible extension spatiale et leur durée de vie éphémère. Or, leur position clé dans la cascade d'énergie, à l'interface des échanges entre la dynamique physique et la dynamique biologique (DICKEY 2003 ; MORROW et al. 2003 ; FIEUX et al. 2005), constitue le cœur de la plupart des programmes de recherche océanographiques multidisciplinaires contemporains. En effet, les vitesses verticales océaniques qui en découlent régulent l'apport des nutriments en surface, l'export de la matière organique en profondeur, tout en modulant l'exposition des cellules phytoplanctonique à la lumière (FALKOWSKI et al. 1991 ; LEHAHN et al. 2007 ; D'OVIDIO et al. 2010 ; LÉVY et al. 2012). La plupart des études portant sur les interactions physique - biologie sont orientées vers des structures à plus grande échelle, hautement énergétiques, mais qui ne représentent pas la majorité des structures présentes dans l'océan contrairement à leurs homologues de fine échelle. Celles-ci sont présentes partout dans l'océan. Les vitesses verticales dans ces structures de fine échelle sont de l'ordre de quelques 10^{-3} m s^{-1}, largement inférieures à l'intensité des courants horizontaux, généralement de plusieurs 10^{-2} à plusieurs 10^{-1} m s^{-1}, rendant leur mesure in situ très complexe d'un point de vue technique.

Or, les dernières avancées technologiques majeures, en termes d'observation et de télédétection spatiale, de puissance des calculateurs numériques et de performance instrumentale et matérielle in situ, ont offert un contexte profitable à ce travail de thèse, qui s'est inscrit dans cette continuité, afin de lever le verrou de la mesure in situ de ces vitesses verticales océaniques. Nous avons donc présenté en introduction de cette thèse, les objectifs principaux de notre recherche, à savoir **(i)** le développement de deux nouvelles techniques d'échantillonnage in situ des vitesses verticales permettant leur mesure à haute précision, avec pour échéance temporelle la campagne BIOSWOT-Med d'avril 2023 ; et **(ii)** l'identification et la caractérisation des mouvements verticaux induits par différents régimes dynamiques à l'aide de nos outils innovants et d'outils plus classiques, tels que les modèles numériques ou encore l'utilisation de l'équation-ω.

Ainsi, nous exposons ici la synthèse des différentes avancées apportées par ce travail de thèse, rappelant les différentes techniques de mesures innovantes élaborées, les méthodologies d'identification de dynamique verticale dans les structures de (sous)mésoéchelle mises en œuvre, et les résultats obtenus par chacune d'entre elles.

Les deux dispositifs novateurs visant à estimer les vitesses verticales océaniques que nous avons mis en place sont : le *Free Fall* ADCP (FF-ADCP, courantomètre acoustique déployé en chute libre) et le *Vertical Velocity Profiler* (VVP, profileur océanographique autonome), développés entre 2019 et 2023 avec pour objectif temporel la réalisation de la campagne BIOSWOT-Med (avril - mai 2023).

Le *Free Fall* ADCP

Nous avons présenté dans le Chapitre 3 le concept du FF-ADCP, dont la majeure partie du développement a reposé sur l'analyse des données issues de la campagne FUMSECK (PI : S. Barrillon) qui s'est déroulée en mer Ligure au printemps 2019. Ce dispositif, dans sa version finale, fait intervenir un courantomètre de nouvelle génération, doté d'un faisceau acoustique supplémentaire (cinquième faisceau, vertical), qui est spécifiquement intéressant pour la mesure de la composante verticale du courant. Cet ADCP est utilisé d'une façon innovante (en chute libre, ou *free fall*), sans ajouter de complexité par rapport à la manœuvre de déploiement classique (sur bathysonde, ou *lowered*, L-ADCP) et permettant de s'affranchir en quasi-totalité de l'état de mer. Ce dispositif permet d'effectuer en quelques minutes des profils verticaux entre la surface et 200 m de profondeur, de les répéter un grand nombre de fois, sans réelle contrainte environnementale pouvant limiter le déploiement (COMBY et al. 2022). Nos travaux sur l'amélioration de cette technique de mesure nous ont permis d'atteindre l'ordre de grandeur cible des vitesses verticales océaniques dans les structures de fine échelle, c'est-à-dire de l'ordre de 10^{-3} à quelques 10^{-2} m s^{-1}, avec une précision de quelques 10^{-3} m s^{-1}, améliorée d'un facteur 10 par rapport aux meilleures performances des techniques classiques (L-ADCP, ADCP fixé en mouillage, etc.). L'expérience de la campagne BIOSWOT-Med a également montré que, par la technique FF-ADCP, il est possible d'acquérir - pendant une période de temps équivalente - une quantité de données largement supérieure à la technique classique L-ADCP, c'est-à-dire trois à dix profils par station contre un seul.

Le *Vertical Velocity Profiler*

Le VVP, présenté dans le Chapitre 5, est quant à lui un véhicule autonome, fiable et peu coûteux, dont la simplicité de déploiement et de récupération est due à son

design : petit et léger. Jusqu'ici le VVP a été équipé d'une sonde CTD, mais bon nombre d'autres capteurs peuvent être envisagés pour venir compléter son équipement. De plus, ce système fait également office de dériveur lagrangien de par son empennage qui lui confère la capacité à s'ancrer dans la masse d'eau échantillonnée, elle-même en mouvement horizontal. Sous la surface, le VVP s'affranchit des conditions d'agitation de la mer et sa stabilité lors de ses cycles verticaux lui confère une grande précision dans l'acquisition de ses profils de mesures (FUDA et al. 2023). Au cours des déploiements, nous avons constaté la performance du VVP, qui est également sensible aux variations de vitesses verticales de l'ordre de quelques 10^{-3} m s^{-1}. Les campagnes PROTEVS-Gascogne et BIOSWOT-Med ont démontré la sensibilité atteinte dans la mesure des vitesses verticales, l'autonomie du système et sa fiabilité. Toutefois, nous ne devons pas perdre de vue que sa vitesse de remontée, que nous avons choisie lente pour une meilleure résolution, entraîne un sous-échantillonnage des signaux à variation rapide, quel que soit le paramètre mesuré.

L'une des conclusions de l'intercomparaison de nos deux dispositifs dans la mesure des vitesses verticales est que leur résolution temporelle, très différente, ne permet pas l'échantillonnage des signaux à la même fréquence. Cependant ces dispositifs ont l'avantage de pouvoir être associés, de façon à mutualiser leurs performances.

Nous avons également souligné ces différences des signaux de vitesses verticales observés lors de l'analyse de la dynamique verticale dans le cadre de la campagne FUMSECK, basées sur deux méthodes d'estimation indirecte : par l'utilisation du modèle numérique de circulation régionale SYMPHONIE, ainsi que par la résolution de l'équation-ω.
Le modèle SYMPHONIE a été utilisé pour analyser l'effet d'une tempête, courte mais intense, sur la dynamique verticale de la colonne d'eau. Cette approche, s'appuyant sur les analyses in situ de la campagne FUMSECK par COMBY et al. (2022) et BARRILLON et al. (2023), a mis en évidence un phénomène d'amplification des vitesses horizontales et verticales, ainsi que l'intensification de la composante verticale selon une dynamique d'oscillations quasi inertielles (NIOs) dans un système à deux couches, généralement décrit dans le seul plan horizontal. L'étude de la réponse biogéochimique à cette dynamique se traduit par une augmentation de la concentration en chlorophylle, en phase avec les oscillations de vitesse verticale. Ainsi, ces résultats soulignent l'importance de considérer la dynamique verticale associée aux NIOs induites par des événements de plus en plus fréquents et intenses dans un contexte de changement

global.
Par ailleurs, les données de la campagne FUMSECK ont également été exploitées par l'application de l'équation-ω dans sa version **Q**-vector. Par cette approche, nous avons étudié la bordure Sud-Ouest d'une structure de fine échelle bien plus stable, à la fois dans sa durée de vie et dans sa dynamique, que les oscillations quasi-inertielles étudiées dans l'approche par modélisation. La position des champs de vitesses verticales reconstitués a montré une grande concordance avec la dynamique générale in situ et les observations satellites de la zone d'étude.
À l'issue de ces deux analyses, nous avons relevé des vitesses verticales de l'ordre de 10^{-5} à 10^{-4} m s^{-1}. Bien que compatibles entre elles, ces estimations sont bien inférieures aux mesures directes in situ (par FF-ADCP notamment). En général, l'estimation par résolution d'équations montre une tendance à sous-estimer l'intensité des champs de vitesses verticales, ce qui est dû en particulier aux hypothèses et approximations sur lesquelles leur théorie est basée. Par ailleurs, il apparaît clairement que le choix d'une approche pour l'estimation indirecte des vitesses verticales doit tenir compte de l'échelle d'observation spatio-temporelle dans laquelle se place l'analyse, ainsi que du type de structure de fine échelle étudiée.

En conclusion, ce travail de thèse souligne l'importance, d'une part, de la prise en compte des vitesses verticales dans les études de la dynamique océanique à fine échelle, et plus particulièrement des études couplant les dimensions physique et biologique, et d'autre part, du choix de l'approche et de la méthodologie envisagée pour l'évaluation de la dynamique verticale. Enfin, nos dispositifs innovants sont deux véritables atoûts qui permettent de s'affranchir de la complexité technique de la mesure in situ des vitesses verticales, et les premiers résultats obtenus sont très encourageants pour la suite.

7.2. Perspectives

Cette thèse a contribué à apporter de nouveaux dispositifs aux outils de mesure in situ à disposition de la communauté océanographique. Ils ont l'avantage d'être accessibles au plus grand nombre par la simplicité de leur concept et leur coût relativement bas. Nous envisageons de développer leur potentiel, notamment par la mise en place d'une flottille de VVPs pour venir en appui aux futures campagnes océanographiques, de l'Institut Méditerranéen d'Océanologie ou d'autres laboratoires. Par ailleurs, avec les objectifs d'affranchissement de l'état de mer, d'autonomie de mesure, et d'une mesure double et simultanée pour les vitesses verticales dans les structures de fine échelle, ces travaux seront poursuivis par la fusion de nos concepts en équipant le VVP d'un ADCP de nouvelle génération.

De nombreuses perspectives de recherche sont d'ores et déjà envisagées, avec le lancement de différents projets. Tout d'abord, l'analyse des données de la campagne BIOSWOT-Med sera poursuivie et approfondie. Nos dispositifs ont ouvert la voie à la possibilité de faire un lien direct entre les mesures à haute précision de vitesses verticales et les flux verticaux de matière et d'énergie dans les structures de fine échelle. Il faudra mettre en parallèle nos résultats avec ceux obtenus sur les bilans biogéochimiques et la dynamique des communautés planctoniques. En outre, dans le cadre de SWOT, nous attendons les champs de vitesses verticales estimés par satellite, qui devraient nous offrir une vision synoptique, à comparer avec nos mesures, les modèles et l'équation-ω.

Ensuite, le projet SEALAB (PI : P. Le Gal), en partenariat avec l'IRPHE (Institut de Recherche sur les Phénomènes Hors Équilibre) et financé par l'AMIDEX, vise à reproduire expérimentalement et à l'échelle d'un laboratoire les vitesses verticales générées dans les structures de fine échelle, en se basant notamment sur les données récoltées lors de la campagne PROTEVS-Gascogne (2022) et celles de la campagne BIOSWOT-Med (2023).

Enfin, le projet HOPE-VV (PI : A. Petrenko), projet physique financé par l'AMIDEX-Blanc et venant compléter le projet ERC HOPE (PI : S. Bonnet), va débuter fin 2023. HOPE-VV vise à comprendre comment les processus physiques affectent la capture du CO_2 par l'océan, en se focalisant sur le rôle et l'influence des vitesses verticales dans ces processus. Des mouillages physiques seront déployés autour d'une bouée

innovante multi-instrumentée, et plusieurs campagnes seront organisées afin d'échantillonner des structures physiques de fine échelle (tourbillons et fronts) à différentes saisons en Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud). Il s'agit d'une zone d'étude hautement intéressante car représentative des régions oligotrophes (60 % de l'océan mondial), où l'activité des organismes diazotrophes module et soutient la majeure partie de la production primaire nouvelle (GUIDI et al. 2012; BONNET et al. 2017; CAFFIN et al. 2018). La mise en commun et la comparaison de l'ensemble des résultats obtenus dans cette région viendront améliorer notre compréhension des fines échelles et des phénomènes biologiques associés, et par conséquent renforcer nos connaissances sur le fonctionnement de l'océan global.

Bibliographie

BARRILLON, S., R. FUCHS, A. PETRENKO, C. COMBY et al. (2023). « Phytoplankton reaction to an intense storm in the north-western Mediterranean Sea ». In : *Biogeosciences* 20, p. 141-161. DOI : 10.5194/bg-20-141-2023.

BONNET, S., M. CAFFIN, H. BERTHELOT et T. MOUTIN (2017). « Hot spot of N_2 fixation in the western tropical South Pacific pleads for a spatial decoupling between N_2 fixation and denitrification ». In : *Proceedings of the National Academy of Sciences* 114.14, E2800-E2801. DOI : 10.1073/pnas.1619514114.

CAFFIN, M., T. MOUTIN, R. A. FOSTER, P. BOURUET-AUBERTOT et al. (2018). « N_2 fixation as a dominant new N source in the western tropical South Pacific Ocean (OUTPACE cruise) ». In : *Biogeosciences* 15.8, p. 2565-2585. DOI : 10.5194/bg-15-2565-2018.

COMBY, C., S. BARRILLON, J.-L. FUDA, A. M. DOGLIOLI et al. (2022). « Measuring vertical velocities with ADCPs in low-energy ocean ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 39, p. 1669-1684. DOI : 10.1175/JTECH-D-21-0180.1.

D'OVIDIO, F., S. D. MONTE, S. ALVAIN, Y. DANDONNEAUB et al. (2010). « Fluid dynamical niches of phytoplankton types ». In : *Proc Natl Acad Sci U S A* 107, p. 18366-18370. DOI : 10.1073/pnas.1004620107.

DICKEY, T. D. (2003). « Emerging ocean observations for interdisciplinary data assimilation systems ». In : *Journal of Marine Systems* 40-41, p. 5-48. ISSN : 0924-7963. DOI : 10.1016/S0924-7963(03)00011-3.

FALKOWSKI, P. G., D. ZIEMANN, Z. KOLBER et P. K. BIENFANG (1991). « Role of eddy pumping in enhancing primary production in the ocean ». In : *Nature* 352, p. 55. DOI : 10.1038/352055a0.

FIEUX, M., R. MOLCARD et R. MORROW (2005). « Water properties and transport of the Leeuwin Current and eddies off Western Australia ». In : *Deep-Sea Research I* 52, p. 1617-1635. DOI : 10.1016/j.dsr.2005.03.013.

FUDA, J. -L., S. BARRILLON, C. COMBY, A. DOGLIOLI et al. (2023). « Estimating ocean vertical velocities using an autonomous multipurpose profiler ». In : *2023 IEEE International Workshop on Metrology for the Sea; Learning to Measure Sea Health Parameters (MetroSea)*, p. 6-10. DOI : 10.1109/MetroSea58055.2023.10317407.

GUIDI, L., P. H. R. CALIL, S. DUHAMEL, K. M. BJÖRKMAN et al. (2012). « Does eddy-eddy interaction control surface phytoplankton distribution and carbon export in the North Pacific Subtropical Gyre ? » In : *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences* 117.G2. DOI : 10.1029/2012JG001984.

LEHAHN, Y., F. D'OVIDIO, M. LEY et E. HEIFETZ (2007). « Stirring of the northeast Atlantic spring bloom : a Lagrangian analysis based on multi-satellite data ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 112, p. C08005. DOI : 10.1029/2006JC003927.

LÉVY, M., D. IOVINO, L. RESPLANDY, P. KLEIN et al. (2012). « Large-scale impacts of submesoscale dynamics on phytoplankton : Local and remote effects ». In : *Ocean Modelling* 43, p. 77-93. DOI : 10.1016/j.ocemod.2011.12.003.

MORROW, R., F. FANG, M. FIEUX et R. MOLCARD (2003). « Anatomy of three warm-core Leeuwin Current eddies ». In : *Deep-Sea Research II* 50, p. 2229-2243. DOI : 10.1016/S0967-0645(03)00054-7.

Annexes

Sommaire

ANNEXE A Article publié dans Journal of Atmospheric and Oceanic Technology : Comby et al. (2022), *Measuring vertical velocities with ADCPs in low-energy ocean* II

ANNEXE B Article publié dans Journal of Water Resources and Ocean Science : Comby et al. (2023), *Near inertial oscillations and vertical velocities modulating phytoplankton after a storm in the Mediterranean Sea* XIX

ANNEXE C Évaluation des ratios de concentration chlorophyllienne Eco3M-S vs. in situ XXVII

ANNEXE D Évaluation des coefficients de corrélation dans la résolution de l'équation-ω XXX

ANNEXE E Synthèse des mesures de vitesses verticales in situ par FF-ADCP (BIOSWOT-Med 2023) XXXIII

ANNEXE F Synthèse des mesures hydrologiques in situ par VVP (BIOSWOT-Med 2023) XL

ANNEXE A. Article publié dans Journal of Atmospheric and Oceanic Technology : Comby et al. (2022), *Measuring vertical velocities with ADCPs in low-energy ocean*

Measuring Vertical Velocities with ADCPs in Low-Energy Ocean

CAROLINE COMBY,[a] STÉPHANIE BARRILLON,[a] JEAN-LUC FUDA,[a] ANDREA M. DOGLIOLI,[a] ROXANE TZORTZIS,[a] GÉRALD GRÉGORI,[a] MELILOTUS THYSSEN,[a] AND ANNE A. PETRENKO[a]

[a] *Aix Marseille Univ., Université de Toulon, CNRS, IRD, MIO UM 110, Marseille, France*

(Manuscript received 4 January 2022, in final form 17 May 2022)

ABSTRACT: Vertical velocities knowledge is essential to study fine-scale dynamics in the surface layers of the ocean and to understand their impact on biological production mechanisms. However, these vertical velocities have long been neglected, simply parameterized, or considered as not measurable, due mainly to their order of magnitude (less than mm s^{-1} up to cm s^{-1}), generally much lower than the one of the horizontal velocities (cm s^{-1} to dm s^{-1}), hence the challenge of their in situ measurement. In this paper, we present an upgraded method for direct in situ measurement of vertical velocities using data from different acoustic Doppler current profilers (ADCPs) associated with CTD probes, and we perform a comparative analysis of the results obtained by this method. The analyzed data were collected during the FUMSECK cruise, from three ADCPs: two Workhorse (conventional ADCPs), one lowered on a carousel and the other deployed in free-fall mode, and one Sentinel V (a new-generation ADCP with four classical beams and a fifth vertical beam), also lowered on a carousel. Our analyses provide profiles of vertical velocities on the order of mm s^{-1}, as expected, with standard deviations of a few mm s^{-1}. While the fifth beam of the Sentinel V exhibits a better accuracy than conventional ADCPs, the free-fall technique provides a more accurate measurement compared to the carousel technique. Finally, this innovative study opens up the possibility to perform simple and direct in situ measurements of vertical velocities, coupling the free-fall technique with a five-beam ADCP.

KEYWORDS: Ocean; Ageostrophic circulations; Vertical motion; Surface layer; In situ oceanic observations

1. Introduction

The study of the oceanic vertical velocities arises increasing interest in the oceanographic community. Numerous studies are conducted in high-energy ocean regions, with estimation of large vertical motions. Vertical velocities are generally estimated by the omega equation, hereinafter noted ω equation (Tintoré et al. 1991; Pollard and Regier 1992; Fiekas et al. 1994; Strass 1994; Pinot et al. 1996; Shearman et al. 1999; Allen et al. 2001; Giordani et al. 2006; Canuto and Cheng 2017). According to these studies, performed in high-energy circulation areas (California Current System, Alboran Sea, northeast Atlantic during the winter season, etc.), the authors report vertical velocities of 4–40 m day^{-1} ($\simeq 10^{-5}$–10^{-4} m s^{-1}). Yu et al. (2019) used the nondiffusive density equation for measurements at fixed moorings and estimated submesoscale vertical velocities of 38.0 ± 6.9 m day^{-1} ($\simeq 10^{-4}$ m s^{-1}). Lindstrom and Watts (1994) used, among others comparative methods, the heat equation and thermal wind imbalance combining temperature and current measurements. On the eastern boundary of the Gulf Stream, these authors estimated vertical velocities reaching values of 1–2 × 10^{-3} m s^{-1}, with rare values up to 3 × 10^{-3} m s^{-1}.

Bower and Rossby (1989), Lindstrom and Watts (1994), Steffen and D'Asaro (2002), and D'Asaro et al. (2017) directly integrate vertical displacement measurements of their Lagrangian drifters, and obtain vertical velocities ranging from 10^{-3} to 10^{-2} m s^{-1}. Merckelbach et al. (2010), Frajka-Williams et al. (2011), Fuda et al. (2013), and Margirier et al. (2017) analyze the vertical velocity anomalies of gliders with respect to their flight models. According to these studies, the authors determine average vertical velocities of 1–6 × 10^{-2} m s^{-1}. For rare deep convection events, oceanic vertical velocities reach 0.1 m s^{-1} according to Merckelbach et al. (2010) and 0.18 m s^{-1} according to Margirier et al. (2017). These techniques, based on the vertical displacement integration of immersed instruments, are not widely spread but enable to state vertical velocities ranging from 10^{-3} to 10^{-1} m s^{-1}.

Direct in situ measurement of vertical velocities with current meters is rather limited in the literature (Thurnherr 2011; D'Asaro et al. 2017; Tarry et al. 2021). For local studies in regions with strong vertical displacements, vertical velocities are quite well characterized [e.g., deep winter convection in Schott and Leaman (1991), and Schott et al. (1996) ≃0.05–0.1 m s^{-1}, or strong internal waves in Lien et al. (2005) up to 0.2 m s^{-1}]. However, for low-energy ocean regions, representing the majority of the global ocean, direct in situ measurement of vertical velocities is still currently one of the biggest challenges in physical oceanography.

In this study, we estimate vertical velocities based on a method suitable for a low-energy region characterized by finescale structures, where we expected a magnitude of few mm s^{-1}. The fine scales, grouping the meso- and submesoscales, are characterized by typical spatiotemporal scales: a horizontal spatial scale ranging from 1 to 100 km, a vertical spatial scale which can extend from 0.1 to 1 km deep (Thomas et al. 2008; McWilliams 2016; Ruiz et al. 2019), as well as a lifetime ranging from a few days to a few weeks for the physical and biological processes generated in these structures

Corresponding author: Caroline Comby, caroline.comby@mio.osupytheas.fr

DOI: 10.1175/JTECH-D-21-0180.1

© 2022 American Meteorological Society. For information regarding reuse of this content and general copyright information, consult the AMS Copyright Policy (www.ametsoc.org/PUBSReuseLicenses).

(Giordani et al. 2006; Ferrari and Wunsch 2009). In addition, a Rossby number close to one (Ro ≃ 1) is typical of fine-scale processes and involves an oceanic circulation which deviates from geostrophic balance with the emergence of vertical velocities (Klein and Lapeyre 2009; Mahadevan and Tandon 2006; Sasaki et al. 2014). The general interest in fine scale and, more precisely, in the determination of vertical velocities, is explained by their key role in global oceanic balance and their impact on the vertical transfer of nutrients and carbon budget despite their low intensity (Martin et al. 2001; Lévy et al. 2012; Mahadevan 2016; McGillicuddy 2016; Lévy et al. 2018; Rousselet et al. 2019; Boyd et al. 2019). With the increasing global warming issues linked to the forcing of the carbon cycle by anthropogenic activities, the estimation of vertical velocities becomes an essential information for a better representation of biogeochemical budgets.

The French–American Surface and Water Ocean Topography (SWOT) mission will enable very high spatiotemporal resolution altimetry measurements, opening up the possibility of evaluating vertical velocity by satellite. These SWOT-derived vertical velocities will have to be compared with in situ measurements. Hence, in the framework of BioSWOT, a component of the SWOT project, we aim at developing dedicated instruments and methodologies for vertical velocity measurement. BioSWOT main objective is to study the fine-scale coupling between physics and biology. The Mediterranean Institute of Oceanography has already been principal investigator of two short BioSWOT cruises (2015, 2019). In 2015, during the Observing Submesoscale Coupling At High Resolution (OSCAHR) cruise (Doglioli 2015), we studied a fine-scale structure located in the Ligurian Sea (northeast of the western Mediterranean Sea) and found a link between biology and vertical velocities obtained with the ω equation (Rousselet et al. 2019).

The present study was performed in the framework of the Facilities for Updating the Mediterranean Submesoscale–Ecosystem Coupling Knowledge (FUMSECK) cruise (Barrillon 2019), back in this same study area. One of the main objectives of this second cruise, carried out during spring 2019 in the Ligurian Sea, was to directly measure the vertical component of the current in the ocean surface layer by deploying classical instruments as well as new prototypes.

The different datasets acquired during the FUMSECK cruise aim at obtaining a direct in situ measurement based on four different methods using three acoustic Doppler current profilers (ADCPs): two classic Workhorse and one Sentinel V (next-generation ADCP providing two types of vertical velocity measurements), and ultimately, comparing the four methods.

The paper is structured as follows. In section 2, after a general description of the sampling methodology, we present a single, upgraded, and generalized method for processing acoustic data to obtain vertical velocities. In section 3, we analyze the ADCPs measurements acquired with the four different methods mentioned above. Following the discussion of these results (section 4), the main outcome of this work is to recommend a platform, which measurement sensitivity is sufficient to measure vertical velocities on the order of several

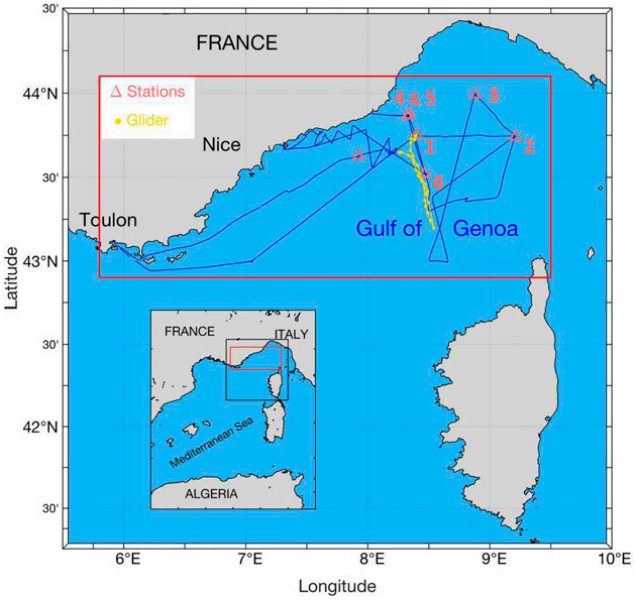

FIG. 1. Positioning of the vertical velocity stations (in orange, with their numbers) and roundtrip transect of the SeaExplorer glider (yellow dots). These data are superimposed on the route traveled by the oceanographic vessel *Tethys II* during the FUMSECK cruise (blue).

10^{-3} to 10^{-2} m s^{-1}. To establish a solid foundation for the study, we also provide a detailed analysis of the potential sources of error in the measurements.

2. Data and methods

a. Sampling methodology

The FUMSECK cruise took place from 30 April to 7 May 2019, in the Ligurian Sea, between latitudes 43° and 44°N and longitudes 7° and 10°E (Fig. 1). Three ADCPs, developed by Teledyne RD Instrument, were used in situ during this study: (i) two Workhorse 300 kHz (ADCP with the standard four beams), deployed according to one method each (either lowered form the CTD–ADCP package on a carousel, or dropped in free-fall), and (ii) one Sentinel V 500 kHz (ADCP with a vertical fifth beam to measure directly the vertical component of the current, in addition to the four conventional beams).

To simplify the reading thereafter, we will use the following terms to distinguish both the instruments and their use:

- L-ADCP, corresponding to the lowered Workhorse;
- L-V4, corresponding to the measurements from the four conventional beams of the lowered Sentinel V;
- L-V5th, corresponding to the measurements from the fifth beam (vertical beam) of the same lowered Sentinel V;
- FF-ADCP, corresponding to the free-falling Workhorse.

The L-ADCP and the Sentinel V were fixed under a Sea-Bird SBE 911 + conductivity–temperature–depth (CTD) probe (acquisition frequency at 24 Hz), and used, only one ADCP at a time, to perform profiles within the first 150 m of

the water column at six chosen stations. The two types of ADCPs have the same data sampling frequency of 1 Hz. The FF-ADCP was associated with a RBR concerto CTD probe (https://rbr-global.com/products/standard-loggers/rbrduo-ct) which sampling frequency was set to correspond to the one of the Workhorse ADCP (1 Hz). In addition, all the instruments have been parameterized to perform vertical velocity measurements in 5-m-thick cells.

Note that the locations of the stations were decided in order to grid the study area by carrying out butterfly-shaped transects, as shown in Fig. 1. Moreover, the positioning of the stations was chosen to sample a variety of situations, in a region characterized by a low-energy cyclonic recirculation (Astraldi et al. 1990; Millot 1999; Rousselet et al. 2019), bounded by a coastal southwestward current (the Northern Current) (Millot 1999; Petrenko 2003; Meloni et al. 2019).

The station measurements were performed first with an immersion of the CTD–ADCP package (Fig. 2a) at a fixed depth (about 10 m) for 10 min, followed by three successive vertical profiles between the surface and 150 m. This sampling technique has been used for several decades to establish vertical profiles of horizontal currents (Weller et al. 1990; Firing and Gordon 1990; Fischer and Visbeck 1993; Polzin et al. 2002), but has only rarely been applied specifically for the measurement of vertical velocities (Thurnherr 2011). To avoid any acoustic interference between the two lowered instruments, the L-ADCP and the Sentinel V were used alternately on each of the stations during the cruise.

After these measurements, series of three to five profiles were performed with the ADCP dropped in free-fall (FF-ADCP). The FF-ADCP, also associated with a CTD probe (Fig. 2b), was connected to the ship by a simple rope with enough slack to allow the package to fall freely in the water column, before being raised back to the ocean surface thanks to the rope.

Note that the first station (station 1) was not sampled with the FF-ADCP, and one other station (station 4) was sampled only with the Sentinel V and the FF-ADCP, due to a swell that was too strong to carry out safely the second sampling with the L-ADCP.

b. *Conventional 4 beams ADCP dataset processing*

When the ADCP is submerged in the water column, its orientation is free to deviate from the gravimetric vertical direction due to several forces applied to the CTD–ADCP package. In particular, when the instruments are connected to the boat by the electric carrier cable, the restoring force of the boat, as well as the forces due to the horizontal currents and the swell, are acting on the package, in addition to its weight. All these forces acting on the instrument package cause deviations relative to the gravimetric vertical direction that must be taken into account when processing data from the ADCPs. Otherwise, they cause errors in the vertical velocity computation. The analysis chain described below corrects for these anomalies, subtracts the instrument vertical velocity, and synchronizes it with the CTD data.

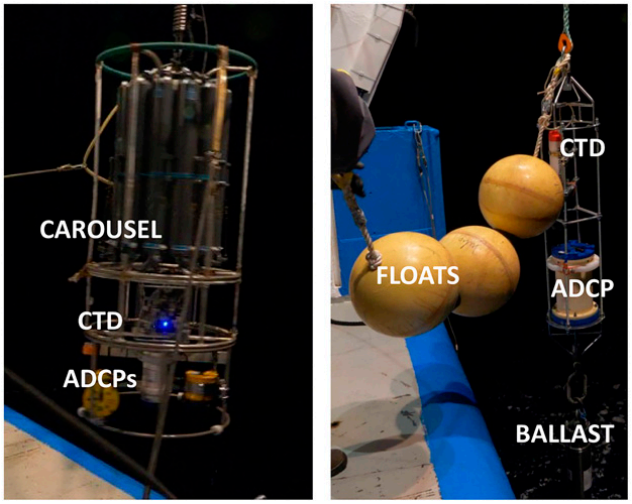

FIG. 2. ADCP deployment configuration for (left) the lowered technique and (right) the free-fall technique.

1) STEPS 0 AND 1: PREPARATION OF DATASETS

Before performing any processing on the measurements, preliminary steps are performed.

Indeed, the analysis method involving two sets of data (CTD and ADCP data), it is essential to synchronize these two sequences (step 0).

To do so, if the data acquisition by the CTD probe is made at a higher frequency than the one made by the ADCP (e.g., CTD Sea-Bird at 24 Hz versus Workhorse and Sentinel V at 1 Hz), a time smoothing over a period similar to the acquisition rate of the ADCP (here 1 Hz) is applied to the CTD sequence.

Following this optional smoothing, the CTD and ADCP sequences are systematically synchronized in time with the following method: (i) the distribution of the pressure differences between the two datasets is evaluated as a function of a time offset imposed on one of the sequences, (ii) the synchronization is considered optimal when the standard deviation of this distribution is minimal. Great attention is paid to possible data gaps in each instrument time series, which would induce the desynchronization of the subsequent data.

Then, according to different quality criteria, a data selection is applied in order to discard potentially erroneous measurements (step 1). These quality criteria are based on the following:

- A retrodiffused echo intensity greater than 40 counts. This inferior limit is fixed by the instrument manufacturer RDI. The counts represent a linear scale on which retrodiffused echo intensity is encoded, and the threshold of 40 counts equals about 16% of emitted signal intensity.
- A correlation between the emitted and retrodiffused signal greater than 64 counts. This inferior limit is fixed by the instrument manufacturer RDI. Here, the counts represent a linear scale on which signals correlation is encoded, and the threshold of 64 counts equals about 25% of correlation. This correlation threshold also makes it possible to locate

TABLE 1. Characteristics of the pressure sensors.

	Sensor				
	SBE 911	RBR concerto	Sentinel V50	Workhorse 300	Workhorse 300
Technique	Lowered	Free-fall	L-V4 and L-V5	L-ADCP	FF-ADCP
Full scale (m)	6800	750	300	6000	200
Accuracy (m)	1.02	0.365	0.3	15	0.5
Resolution (cm)	6.8	0.75	0.1	15	0.5

possible recordings of acoustic interference by punctual decreases in the correlation value. In the presence of acoustic interference, their estimated constant velocity propagation in the recordings is used to easily isolate them from the rest of the vertical velocity recordings and then remove them by NaN flag.

- An absolute error velocity lower than 0.1 m s^{-1}. Two vertical velocity estimates being calculated by the two pairs of opposed beams, the error velocity represents the difference between the two estimates.

2) STEP 2: REFERENCE FRAME TRANSFORMATION AND DEPTH VECTOR PROJECTION

As mentioned above, when the ADCP is immersed in the water column, its vertical axis is free to deviate from the gravimetric vertical direction. The magnetic compass integrated in the ADCP makes it possible to determine the orientation of the instrument in the water column. This orientation is characterized by three attitude angles, also called gimbal angles: pitch (θ_P), roll (θ_R), and heading (θ_H).

The recording of vertical velocities by the four beams having been configured in Earth coordinates (w_t, terrestrial reference frame), these data must be associated with the appropriate depths in the same reference frame. To obtain the Earth coordinates of the depth vector (x_t, y_t, z_t), the principle is to project the tilted ADCP acoustic cell [(0, 0, z_s) in the ADCP reference frame] on the vertical axis, using the attitude angles as shown in the following equation:

$$z_t = \cos\theta_P \times \cos\theta_R \times z_s. \tag{1}$$

3) STEP 3: ABSOLUTE VERTICAL VELOCITIES

Once the depth has been projected, the oceanic vertical velocity is calculated in the water column (w). For this step, we consider that the measurement of the vertical component of the velocity, given by the ADCP configuration in Earth coordinates (w_t, zenith-oriented vertical axis), is the result of two vertical components, expressed in the same frame of reference (also zenith-oriented vertical axis):

- the vertical velocity w of the oceanic current in the water column;
- the vertical velocity of the instruments package w_{pkg} calculated from the hydrostatic approximation, considering

$$w_{\text{pkg}} = -\frac{1}{\rho g}\frac{\partial p}{\partial t}, \tag{2}$$

where p is pressure, ρ is density, and g is the gravitational acceleration constant.

The dynamic pressure, resulting from the instrument vertical velocity estimated at 1 m s^{-1} in the lowered method and 0.3 m s^{-1} in the free-fall method, reaches, respectively, 500 and 50 Pa, representing an error on the depth estimation of about 5 and 0.5 cm, which is below the accuracy of the pressure sensors (see Table 1). This justifies the use of the hydrostatic hypothesis in this study.

Each ADCP has its own pressure sensor, and each of the sampling methods (lowered and free-fall) is associated with a CTD probe (SBE 911 and RBR concerto, respectively) to ensure a second pressure measurement. The characteristics of all the pressure sensors used in the study are presented in Table 1. The accuracy of the pressure data is a very important constraint on estimating the instrument vertical velocity.

For the estimation of the Sentinel V vertical velocity, we directly use the data from its internal pressure sensor. Indeed, this sensor is much more accurate and has a better resolution than the CTD probe (SBE 911), due to its smaller full scale.

Our SBE 911 probe is adapted to measurements reaching 6800 m. Thus, for measurements limited to the first 200 m, this pressure sensor is no longer well suited. However, we performed a calibration of the SBE pressure dataset using the corresponding Sentinel V pressure dataset. To do this, we performed a linear regression between the Sentinel V and SBE pressure records for each sampling phase (fixed at 10 m, downcast, upcast). These coefficients barely fluctuate between stations, hence the use of average coefficients calculated for all the stations. These regression coefficients are then applied to the SBE pressure data recorded in the corresponding sampling phases, to obtain calibrated pressure data. We validate this calibration by the excellent agreement between the final ocean vertical velocity profiles using calibrated SBE and Sentinel V pressure data.

For the L-ADCP method, the pressure sensor associated with the Workhorse is dedicated to sampling as deep as the SBE, and far beyond the sampling range of our study. For this reason, we use the calibrated SBE pressure data for the L-ADCP fall rate estimation.

Finally, for the FF-ADCP method, the use of the CTD pressure sensor (RBR concerto) provides the more accurate estimation of the instrument velocity.

Thereafter, the vertical oceanic velocity is obtained from

$$w = w_t + w_{\text{pkg}}. \tag{3}$$

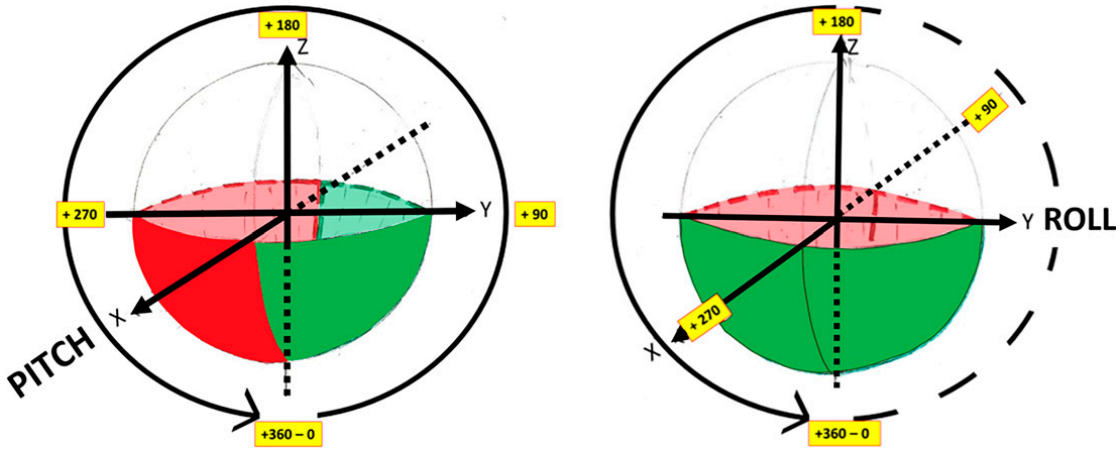

FIG. 3. Schemes of spherical conventions for (left) pitch and (right) roll data.

4) STEPS 4 AND 5: TEMPORAL SMOOTHING AND FINAL VERTICAL PROFILES

Two final steps are applied in this data processing chain.

The measurements recorded at the ADCP rate (one measurement by "ping," every second) are usually showing a high standard deviation. Thus, a temporal smoothing over an optimized window of 20 s is applied and reduces the uncertainties of the measurement caused by isotropic turbulence and background noise.

Finally, due to this statistical approach, a cut at the upper and lower ends of the vertical profiles of w is applied, to overcome the potential bias linked to a much smaller data occurrence at these ends. Indeed, the "yo-yo" cast between the top and the bottom of the profile being recorded at approximately 1 m s^{-1} with the lowered method and 0.3 m s^{-1} with the free-fall method, the body of the profile is sampled a great number of times during the downward/upward movement due to the range of the ADCP used (between 30 and 80 m). Therefore, there is a higher number of measurement occurrences in the thickness defined by the range of the instrument when the ADCP data overlap compared to the two ends of the profiles.

Hence, we have eliminated the first four bins of the ADCP close to the surface, where the measurements are the most affected by noise, leading to the beginning of the profile at 25 m depth. At the bottom of the profiles, we define the cutoff depth as the minimal level reached by the instrument among the downcast phases, for each corresponding station. Note that in the case of FF-ADCP, dropped at about 80 m depth instead of 150 m depth, the lower cutoff depth is chosen at the minimum depth among the downcast phases where the vertical velocity data start to be cut by the correlation criteria (step 1).

c. *New fifth beam ADCP dataset processing*

As mentioned above, forces acting on the instrument and causing deviations relative to the gravimetric vertical direction must be taken into account, especially when processing data from the fifth beam (in the main axis of the instrument) of the Sentinel V. Indeed, the measurements from the fifth beam, expressed in the instrument reference frame, are directly affected by these forces and cause major vertical velocity anomalies on recordings. To correct the measurement from this fifth beam, we use the processing chain described above and add two specific steps, as follows.

1) STEP 2A: ADCP ATTITUDE ANGLES AND GENERALIZATION IN SPHERICAL CONVENTION

The values of the attitude angles (pitch, roll and heading) measured by the Teledyne RD Instruments (Sentinel V) follow a convention based on intervals between 0° and ±90°. Such a convention, initially adopted for deployments with fixed mooring, is not optimal for widespread use of vertical profiles in the water column. Indeed, with this convention, the direction of the beams of the instrument (toward the surface or the bottom) cannot be distinguished, which implies adapting the measurement reference system for each use.

This is why we carry out the generalization of the angles in spherical convention, characterized by angular intervals ranging between 0° and 360°, as shown in Fig. 3. This spherical convention is much more conducive for data processing: on one hand, it eliminates the need to adapt the measurement reference system for each use of the Sentinel V, and on the other hand, it is applicable to all types of measurements made by other ADCPs based on various conventions.

2) STEP 2B: REFERENCE FRAME TRANSFORMATION AND CORRECTIONS BY PROJECTION

When the orientation of the Sentinel V deviates from the gravimetric vertical direction, the fifth beam of the ADCP records a signal resulting from different proportions of both horizontal and vertical components of the current. This effect is enhanced by the significantly different orders of magnitude between these three components: on the order of 10^{-2}–10^{-1} m s^{-1} for the two horizontal components, and on the order of 10^{-3}–10^{-2} m s^{-1} for the vertical component. To obtain only the vertical component of the current, it is therefore necessary to correct the measurement of the fifth beam of the ADCP. This correction is determined by the use of the rotation matrices which project any vector measured in one given reference

frame to another. Here, the use of rotations around the axes of Sentinel V, listed below (with the angles having been set in spherical convention), makes it possible to project any vector initially expressed in the reference frame of the instrument (orthonormal basis composed by beams 1–2, beams 3–4, and beam 5 axes) toward the Earth coordinates (orthonormal basis composed by east, north, and zenith axes):

- heading (**H**, clockwise rotation around the axis of the vertical beam—beam 5);
- pitch (**P**, trigonometric rotation around the X axis—beam 1 to beam 2);
- roll (**R**, trigonometric rotation around the Y axis—beam 3 to beam 4).

Here we use the rotation matrices to project any vector in Earth coordinates. The rotations must be applied successively, with the rotation signs as follows: first **R**, then $-$**P**, and finally **H**, corresponding to $\mathbf{H} \cdot -\mathbf{P} \cdot \mathbf{R}$ as shown by the matrix product below:

$$\mathbf{M} = \begin{bmatrix} \cos\theta_{\mathbf{H}} & \sin\theta_{\mathbf{H}} & 0 \\ -\sin\theta_{\mathbf{H}} & \cos\theta_{\mathbf{H}} & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos\theta_{\mathbf{P}} & -\sin\theta_{\mathbf{P}} \\ 0 & \sin\theta_{\mathbf{P}} & \cos\theta_{\mathbf{P}} \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} \cos\theta_{\mathbf{R}} & 0 & -\sin\theta_{\mathbf{R}} \\ 0 & 1 & 0 \\ \sin\theta_{\mathbf{R}} & 0 & \cos\theta_{\mathbf{R}} \end{bmatrix}, \tag{4}$$

$$\Leftrightarrow \mathbf{M} = \begin{bmatrix} \cos\theta_{\mathbf{H}}\cos\theta_{\mathbf{R}} - \sin\theta_{\mathbf{H}}\sin\theta_{\mathbf{P}}\sin\theta_{\mathbf{R}} & \sin\theta_{\mathbf{H}}\cos\theta_{\mathbf{P}} & -\cos\theta_{\mathbf{H}}\sin\theta_{\mathbf{R}} - \sin\theta_{\mathbf{H}}\sin\theta_{\mathbf{P}}\cos\theta_{\mathbf{R}} \\ -\sin\theta_{\mathbf{H}}\cos\theta_{\mathbf{R}} - \cos\theta_{\mathbf{H}}\sin\theta_{\mathbf{P}}\sin\theta_{\mathbf{R}} & \cos\theta_{\mathbf{H}}\cos\theta_{\mathbf{P}} & \sin\theta_{\mathbf{H}}\sin\theta_{\mathbf{R}} - \cos\theta_{\mathbf{H}}\sin\theta_{\mathbf{P}}\cos\theta_{\mathbf{R}} \\ \cos\theta_{\mathbf{P}}\sin\theta_{\mathbf{R}} & \sin\theta_{\mathbf{P}} & \cos\theta_{\mathbf{P}}\cos\theta_{\mathbf{R}} \end{bmatrix}. \tag{5}$$

M is applied to the components of the velocity measured in the reference frame of the Sentinel V (u_s, v_s, w_s) to obtain these same components in Earth coordinates (u_t, v_t, w_t), according to the following formula:

$$\begin{bmatrix} u_t \\ v_t \\ w_t \end{bmatrix} = \mathbf{M} \cdot \begin{bmatrix} u_s \\ v_s \\ w_s \end{bmatrix}. \tag{6}$$

From the measurements of the components u_t and v_t, obtained from the four beams, as well as the component w_s from the fifth beam, and knowing that this passage matrix is invertible, we can calculate the vertical component of the current in Earth coordinates (w_t) according to

$$w_t = \frac{w_s + u_t(\cos\theta_{\mathbf{H}}\sin\theta_{\mathbf{R}} + \sin\theta_{\mathbf{H}}\sin\theta_{\mathbf{P}}\cos\theta_{\mathbf{R}}) + v_t(-\sin\theta_{\mathbf{H}}\sin\theta_{\mathbf{R}} + \cos\theta_{\mathbf{H}}\sin\theta_{\mathbf{P}}\cos\theta_{\mathbf{R}})}{\cos\theta_{\mathbf{R}}\cos\theta_{\mathbf{P}}}. \tag{7}$$

Furthermore, it is important to note that this step of referential changes, specific to the velocity measurement acquired by the fifth beam of the Sentinel V, does not intervene in the data processing chain measured by the four beams of the Sentinel V and conventional ADCPs, if the data used are already in Earth coordinates.

In addition the depth projection of the acoustic cells in Earth coordinates, with the approximation of (0, 0, z_s) and the application of **M**, leads to Eq. (1) and to what follows in the processing chain.

The effect of this processing chain on the data is illustrated in Fig. 4, showing the vertical velocity profiles before and after the application of the processing chain, for the example of station 6. In this example, after the analysis, the magnitude of the vertical velocity has diminished by an order of 10^2, and the upcasts and downcasts records tend to match.

d. Error propagation method

Four sources of error, identified and estimated by the manufacturer of the ADCPs, relate to (i) the slope of the acoustic tiles; (ii) the estimation of the tilts (pitch and roll); (iii) the estimation of the horizontal components (u and v); and, in the specific case of the L-V5th measurements, (iv) the estimation of the vertical component (w_s). A series of error propagation tests were performed on the vertical velocity measurements to highlight the contribution of each of the identified instrumental error sources in the estimation of oceanic vertical velocities.

Except for the first identified source, the tile slope, which is a constant error (set between $-2°$ and $+2°$ with $0.5°$ steps), all the other errors are characterized as random noise whose uncertainties are provided by the manufacturer. Each test was performed following the same principle. First, a uniform random subsampling of 100 oceanic vertical velocities measured in downcast phase by a given ADCP and for a given station is performed (noted w_{sub}). Then, for each of these 100 subsamples, a random error is added, with a normal distribution centered on the value corresponding to the uncertainty provided by the manufacturer. Adding this noise is performed 500 times for each subsample, to obtain 100 artificial distributions (noted w') of statistically representative size (5×10^4 data per test).

To summarize, we have run five series of tests:

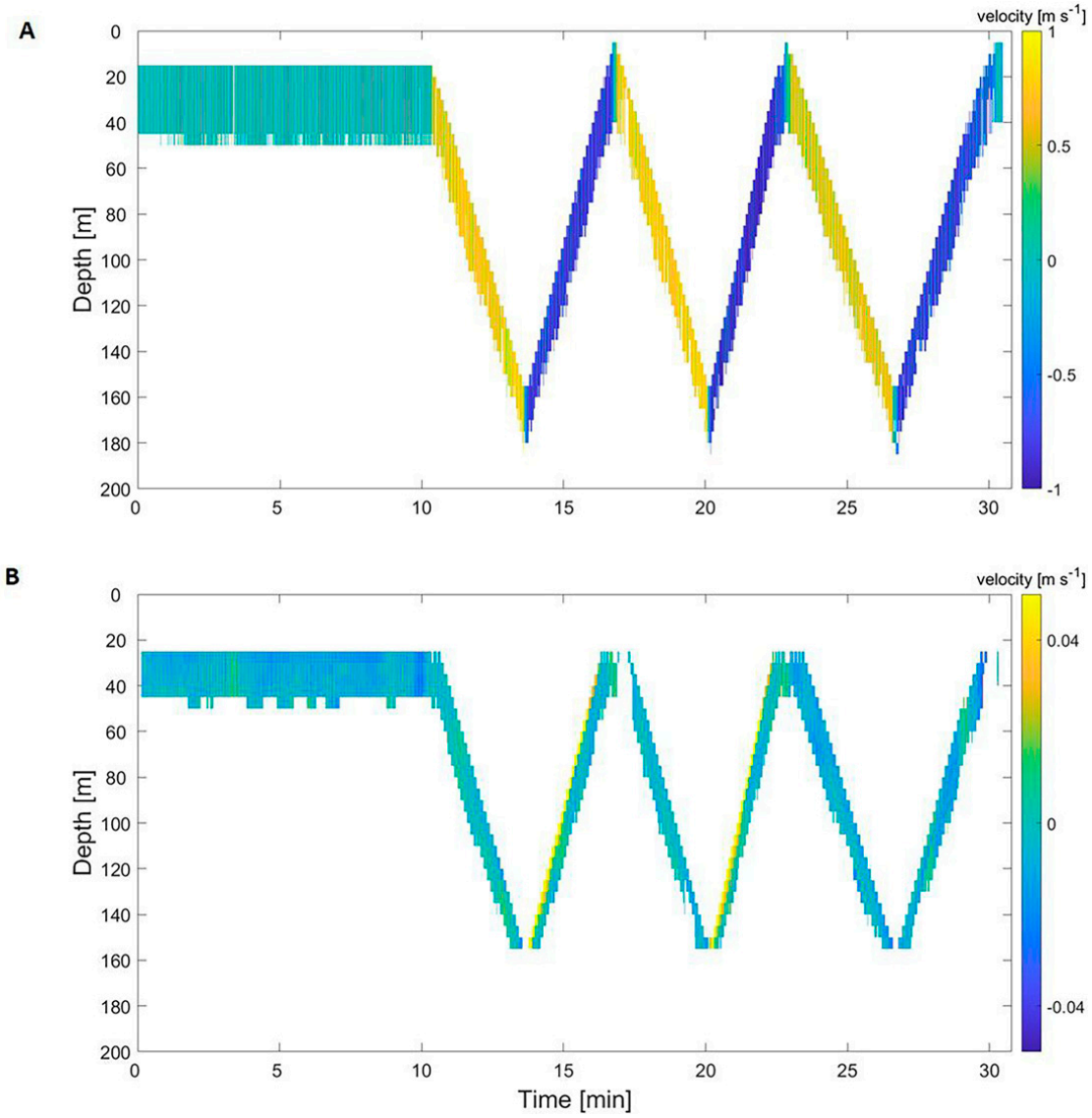

FIG. 4. Vertical velocities profiles measured by the fifth beam of Sentinel V (L-V5th) (a) before and (b) after the application of the processing chain displayed as a function of time and depth for in situ measurements at station 6 of the FUMSECK cruise.

1) Tile slope: A constant error on the inclination of the acoustic tile is added. This first series contains nine tests with fixed error values ranging from $-2°$ to $+2°$ with a step of 0.5°.
2) Pitch/roll: We add, to the tile slope test series, a random error on the pitch/roll measurement with a Gaussian distribution (accuracy 0.05°).
3) Horizontal components u and v: We add, to the tile slope test series, a random error on the u/v measurement with a Gaussian distribution (accuracy 3×10^{-3} m s^{-1}).
4) Vertical component w_s: We add, to the tile slope test series, a random error on the w_s measurement with a Gaussian distribution (accuracy 3×10^{-3} m s^{-1}).
5) Combination of all error tests: We add, to the tile slope test series, the three random errors on the measurements presented above.

The results, presented in the dedicated section, correspond to the tests performed on the L-V5th measurements—station 1.

3. Results

a. *Comparison of vertical velocity measurements obtained with the classic lowered method and the conventional four beams*

The analysis chain, set up in section 2b to estimate vertical velocity measurements, is first applied on two datasets: (i) the four beams of the first Workhorse (classic L-ADCP), and (ii) those of the Sentinel V (L-V4), both provided by the processing software of these ADCPs. These measurements, recorded using the same deployment technique, are analyzed simultaneously in order to compare the two sets of results. Note that we use the standard deviation, defined as the square

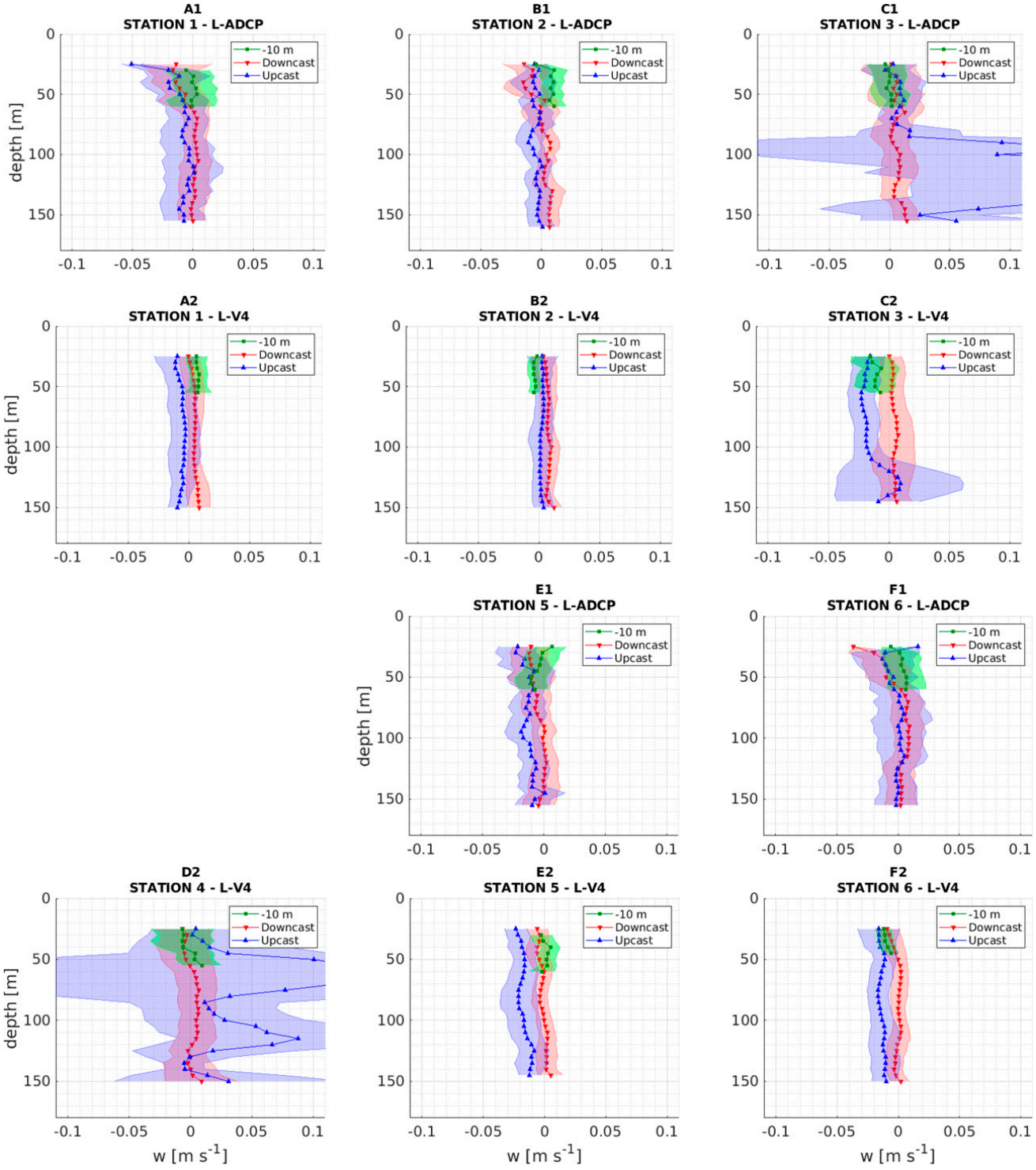

FIG. 5. Vertical velocities measured for stations 1 to 6 [(a1)–(f1)] by the classic L-ADCP and [(a2)–(f2)] by the L-V4. Means (lines and markers) and standard deviations (shaded areas) of vertical velocities are shown as a function of the depth for each of the acquisition phases: fixed at 10 m (green), downcast (red), and upcast (blue).

root of the sum of squared differences from the mean divided by the size of the dataset minus one, without considering the NaN values, in order to appreciate the variability of the measurements within each station.

Figure 5 shows the mean vertical profiles of the vertical velocities measured by the four beams of both the L-ADCP and the L-V4 in the CTD–ADCP package, for each station and differentiating the three acquisition phases: fixed immersion (at 10 m),

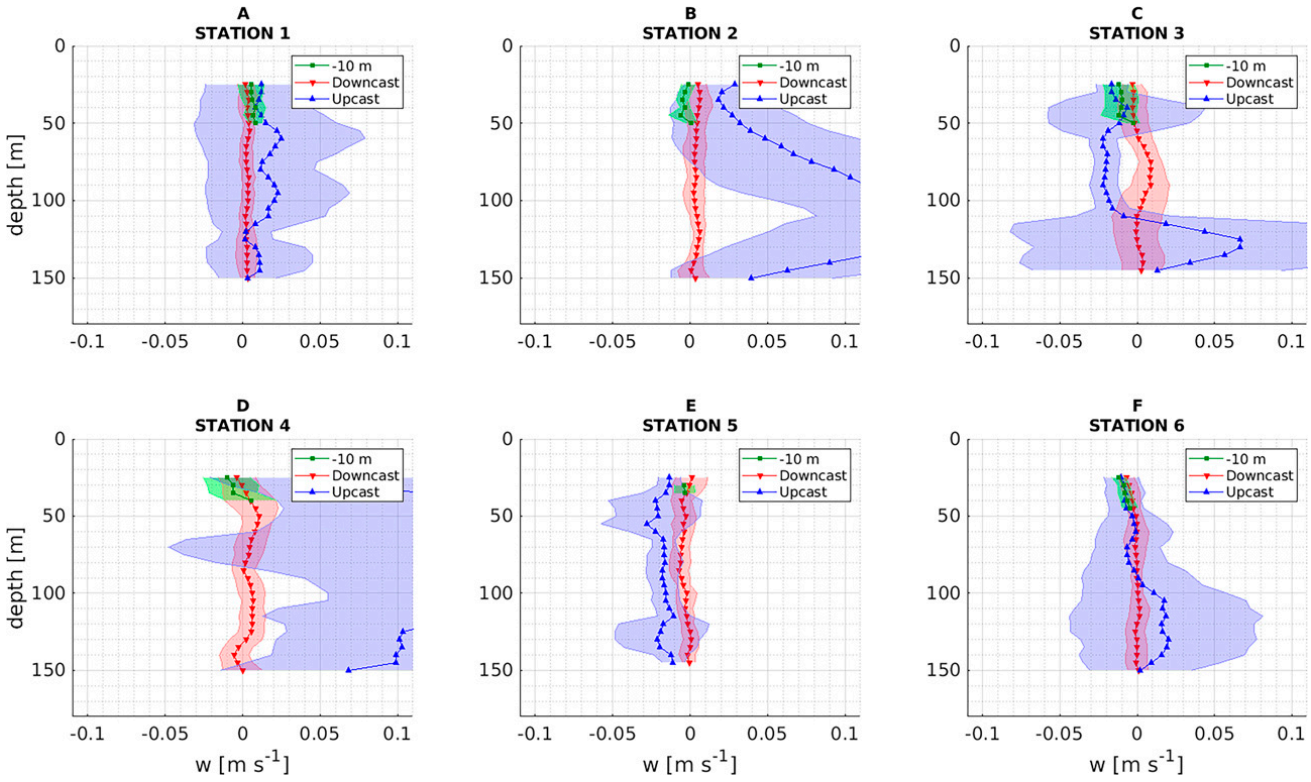

FIG. 6. Vertical velocities measured by the L-V5th for stations (a) 1 to (f) 6. Means (lines and markers) and standard deviations (shaded areas) of vertical velocities are shown as a function of the depth for each of the acquisition phases: fixed at 10 m (green), downcast (red), and upcast (blue).

downcasts, and upcasts. Station 4 was not sampled by the L-ADCP due to weather conditions unfavorable for the deployment. However, for the remaining stations, it is possible to compare the results from the two instruments lowered on the CTD–ADCP package.

Whatever the instrument, the whole analysis leads to a significant reduction in both the mean values (from 1 to 10^{-3} m s^{-1}) and the standard deviations (from 10^{-1} to 10^{-2} m s^{-1}) of the vertical velocities, reaching the expected orders of magnitude.

We observe an agreement between the fixed immersion profiles and the downcast ones, while the upcast profiles are characterized by greater variability in the mean vertical velocity as a function of depth and by higher standard deviations. This specificity of upcast profiles probably results from two combined effects. On one hand, a vibration phenomenon of the wire cable connecting the CTD–ADCP package to the ship can disturb the measurements due to the cable tension which is more important during the upcasts. On the other hand, the ADCP ringing phenomenon, or resonance, seems to be more important during the upcasts for a reason still uncertain. Indeed, if the acoustic tile of an ADCP is still vibrating (or vibrating again) when a part of the outgoing acoustic signal, having backscattered on the marine particles near the tile, returns to that tile, this creates interference, called ringing or resonance effect. Usually, to avoid this bias, a blanking area—where the data are not taken into account—is applied in the immediate proximity of the tiles, allowing them to stop vibrating before recording the return signals. In our case, this blanking zone seems insufficient during the upcasts. These combined effects were particularly visible at stations 3 and 4 (Fig. 5c1, 5c2, and 5d2), where we observe high values of positive velocities associated with large standard deviations on the upcasts. The sea state at station 4 was the worst of the cruise, but reasons of these effects at station 3 remain unknown. Hence, despite the good agreement of the recordings between the downcast and upcast phases on the other stations for the two ADCPs, the analysis of vertical velocities is subsequently carried out on the downcast profiles exclusively. This is a common method used for horizontal velocity measurements in vertical profiles by ADCPs (e.g., Polzin et al. 2002).

b. *Vertical velocity measurements obtained with the classic lowered method and the new Sentinel V fifth beam*

The results achieved by the analysis chain described above for the recordings of the L-V5th (section 2c) are presented in Fig. 6. This figure shows the profiles of the mean vertical velocity and its standard deviation, as in Fig. 5.

The results show profiles comparable to those of the conventional four beams. Here, the difference between downcast and upcast profiles is significant, for the same reasons as described in the previous section. The analysis of the downcast profiles highlights a low vertical variability of the mean vertical velocity. The orders of magnitude obtained by using the L-V5th

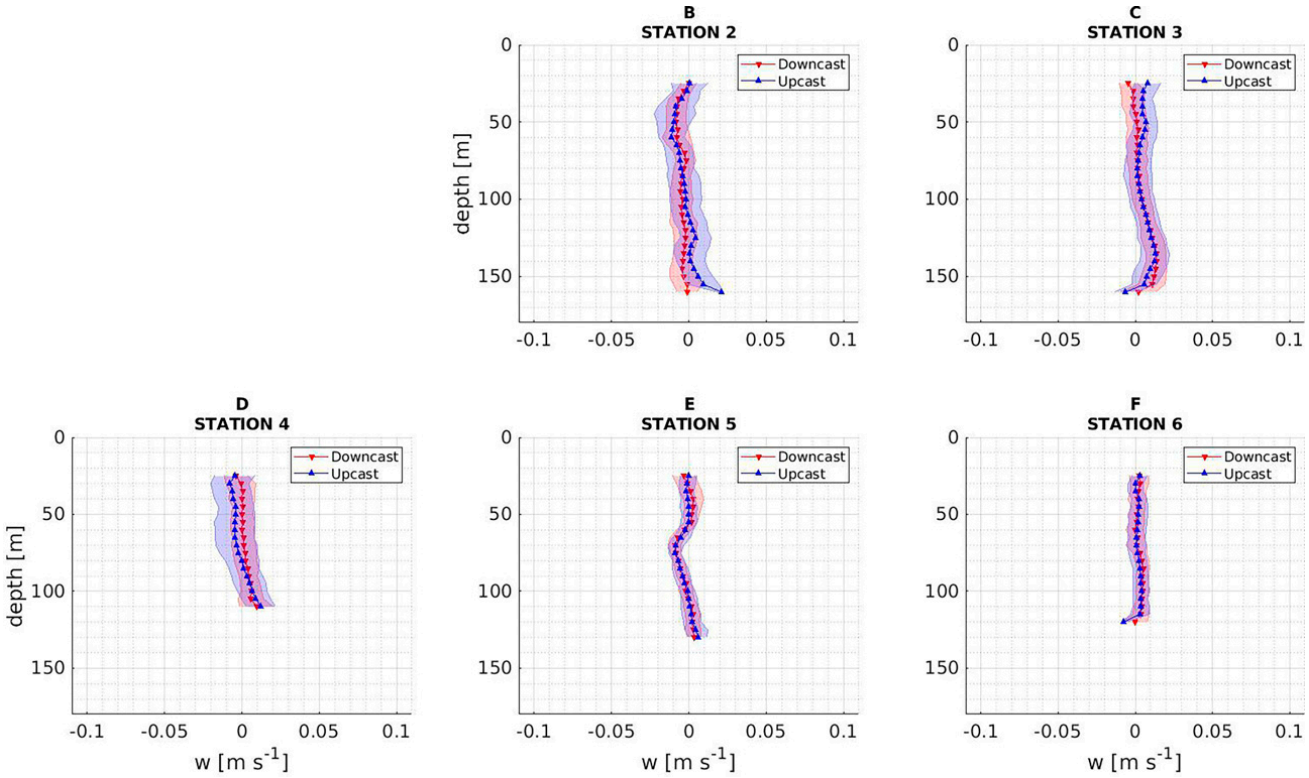

FIG. 7. Vertical velocities measured by the FF-ADCP for stations (b) 2 to (f) 6. Means (lines and markers) and standard deviations (shaded areas) of vertical velocities are shown as a function of the depth for each of the acquisition phases: downcast (red) and upcast (blue).

reach 10^{-3} m s^{-1} for means, and several 10^{-3} to 10^{-2} m s^{-1} for standard deviations.

We note that the raw vertical velocity data, measured by the Sentinel V, have standard deviations on the order of several tens of 10^{-2} m s^{-1}, with an average on the order of 1 m s^{-1}, which corresponds to the recording of the predominant velocity component: the vertical movement of the instrument (w_{CTD}). The estimate of the decrease in standard deviations following our data processing is approximately a factor of 20.

c. *Vertical velocity measurements obtained with the new free-fall method and the conventional four beams*

In this last section, we applied our processing chain, described in section 2b, on the measurements performed by the second Workhorse deployed in free fall (FF-ADCP).

Figure 7 shows the vertical velocity profiles from the FF-ADCP differentiating the downcast and upcast phases according to the two previous figures. Here the means and standard deviations of downcast and upcast profiles match each other very well, which could be due to a greater stability of the ADCP caused by the use of a floating polypropylene rope rather than a wire cable. The free-falling technique provides great stability in the horizontal plane (pitch/roll variations) but foremost in the vertical axis. This limitation of vertical recalls is essential for the measurement of the vertical component of the current for which any disturbance in the same axis leads to the largest possible error. Despite this good agreement, we focus on the profiles in the downcast phase only, to be coherent with the rest of the analysis.

All downcast profiles are rather homogeneous with respect to depth. The largest variation can be seen at station 5 (Fig. 7e), between 50 and 100 m depth, where the observed vertical velocity variation is statistically significant and corresponds to a negative vertical velocity signal (downward movement) in this part of the water column. This last analysis with our processing chain leads once again to measurements of average vertical velocities on the order of 10^{-3} m s^{-1} with standard deviations of several 10^{-3} m s^{-1}. Finally, it should be noted that these orders of magnitude, and more specifically that of the standard deviations, are systematically stable from one station to another.

d. *Error propagation results*

After generating the artificial distributions, we studied the standard deviation produced by each test (Fig. 8) for the L-V5th data. First, we notice that the variation of the tile slope has no effect on the standard deviation, as expected. Second, for the tests on the pitch/roll and horizontal velocities, the standard deviations generated by the error sources at the end of the processing are less than 10^{-4} m s^{-1}, therefore largely negligible. Third, the error in the measurement of the vertical component (w_s) generates a standard deviation on the order of 10^{-3} m s^{-1}. Among all the identified error sources, this latter contributes to most (over 99%) of the standard deviation generated by the error propagation test.

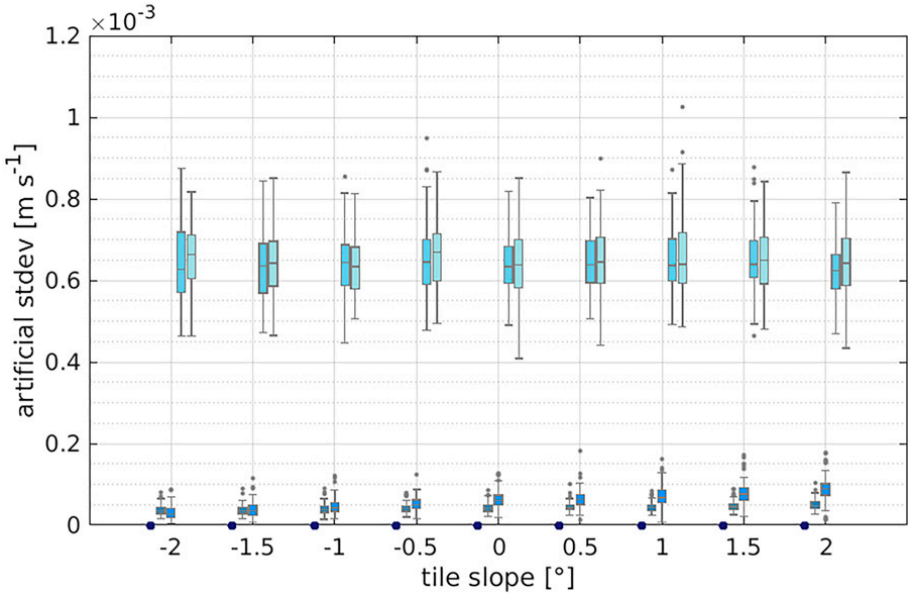

FIG. 8. Standard deviations presented for each error propagation test on tile slope, pitch/roll, horizontal velocities, vertical component w_s, and combined errors (from dark blue to light blue, respectively).

In summary, among the tests performed, the measurement error on the vertical component (w_s) is the only identified source of error leading to an increase in the standard deviation at the end of the treatment. However, this source of error remains an order of magnitude smaller than the standard deviation observed in the final vertical velocity profiles.

For the tests on the tile slope, we found, beyond a negligible difference in standard deviation, a bias between the subsamples (w_{sub}) and the artificial distribution mean generated from the subsamples ($\overline{w'}$).

The comparison of these biases with boxplot (Fig. 9) suggests that the greater the tile slope, the greater the bias, as expected, but also the greater the standard deviation of these biases. Yet it must be noted that only the variation of the tile slope causes this bias. Indeed, for the same tile slope there is no significant difference between the different tests. The information $<\pm 2°$ indicated by RDI results in biases of up to ± 2 cm s^{-1}. Considering that standard deviations of up to 1 cm s^{-1} are observed, we assume that this error on the tile slope is below $\pm 1°$.

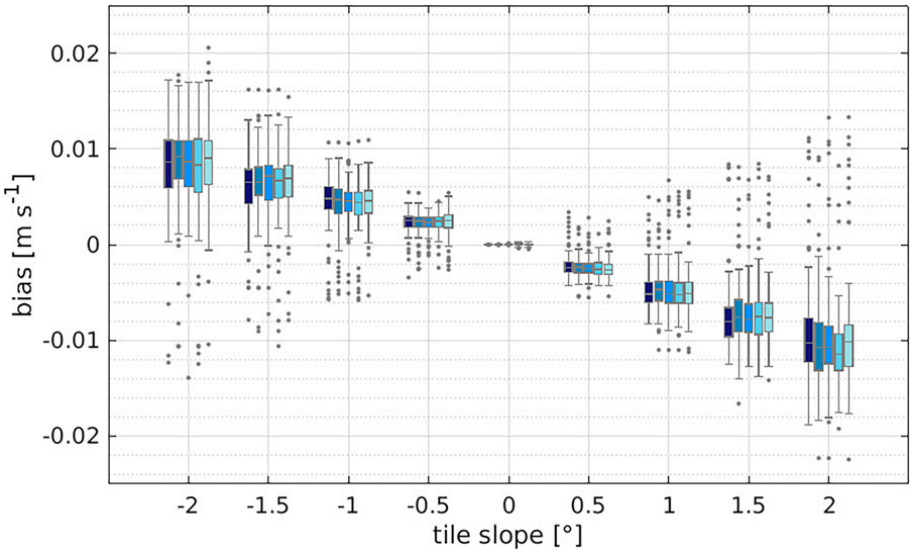

FIG. 9. Biases generated by each error propagation test on tile slope, pitch/roll, horizontal velocities, vertical component w_s, and combined errors (from dark blue to light blue, respectively), with bias = $w_{\text{sub}} - \overline{w'}$.

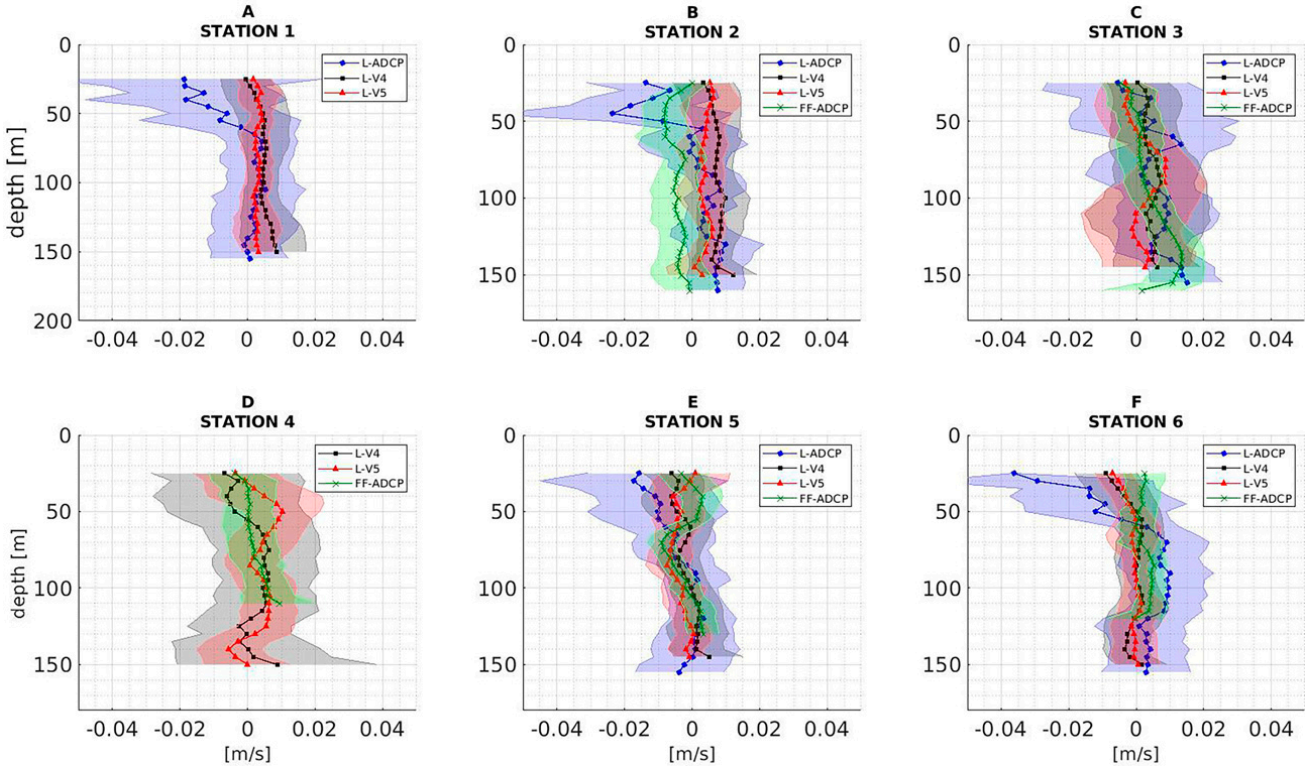

FIG. 10. Vertical velocities measured during downcast by the L-ADCP (blue), the L-V4 (black), the L-V5th (red), and the FF-ADCP (green), for stations (a) 1 to (f) 6. Means (lines and markers) and standard deviations (shaded areas) of vertical velocities are plotted as a function of depth.

Finally, the velocity estimated from the pressure measurements w_{pkg} is also a potential source of error. However, given the two extreme resolution of the pressure sensors used (0.1 and 6.8 cm respectively associated to the Sentinel V and the SBE 911, see Table 1), we estimate the propagation of such an uncertainty in the final vertical velocity profiles to be from the order of 2×10^{-4} m s^{-1} for the L-V4 and L-V5th resulting profiles to 1×10^{-2} m s^{-1} for the L-ADCP resulting profiles. Depending on the method used, the error in the pressure measurement may or may not represent a significant contribution to the final standard deviation.

Thus, two conclusions can be drawn:

- the main sources of error contributing to the standard deviations correspond to the tile slope one and to the pressure-derived w_{pkg} one;
- the spatiotemporal variation for each profile should not be neglected, and also contributes to the observed standard deviation.

4. Discussion

The comparison of all the downcast profiles (Fig. 10) highlights a systematic good agreement in terms of both mean values and standard deviations between the two Sentinel V recordings (with the four beams—L-V4—and the fifth beam—L-V5th). In contrast, the profiles measured by the L-ADCP are more variable with depth. This vertical variability is particularly pronounced in the first 50 m of the water column. In addition, the downcast profiles acquired, on one hand, with the new L-V5th and, on the other hand, with the FF-ADCP, are more stable over the entire sampled water column, with smaller and more homogeneous standard deviations than those obtained with the L-ADCP. Note that the higher the frequency of the acoustic pulse, the lower the uncertainty of the measurement (K. Grangier, Teledyne RDI, 2020, personal communication). As expected, the uncertainty on the Sentinel V (500 kHz) measurement is lower than the one of the L-ADCP (300 kHz).

Furthermore, Fig. 10 also shows that standard deviations of the FF-ADCP measurements are not affected by the sea state at the surface. Indeed, the standard deviation values remain stable around a few 10^{-3} m s^{-1}, even at station 4, when we had rough sea conditions.

The mean values of w, and associated standard deviations, are estimated at each station in three different layers of the water column: 25–50, 50–100, and 100–150 m deep (Fig. 11). These w mean values are on the order of magnitude of 10^{-3} m s^{-1} without a predominant trend. The greatest uncertainty in vertical velocities is contained in the upper layer (until 50 m depth), under the direct influence of weather conditions resulting in a natural variability of these velocities. Below this depth, the means and standard deviations are reduced, and the differences between the layers 50–100 and 100–150 m, for a given station and ADCP, are minor. Standard deviations show greater uncertainty depending on the measuring instrument. Then we consider vertical velocities in the water column over its entire sampled depth (i.e., 25–150 m)

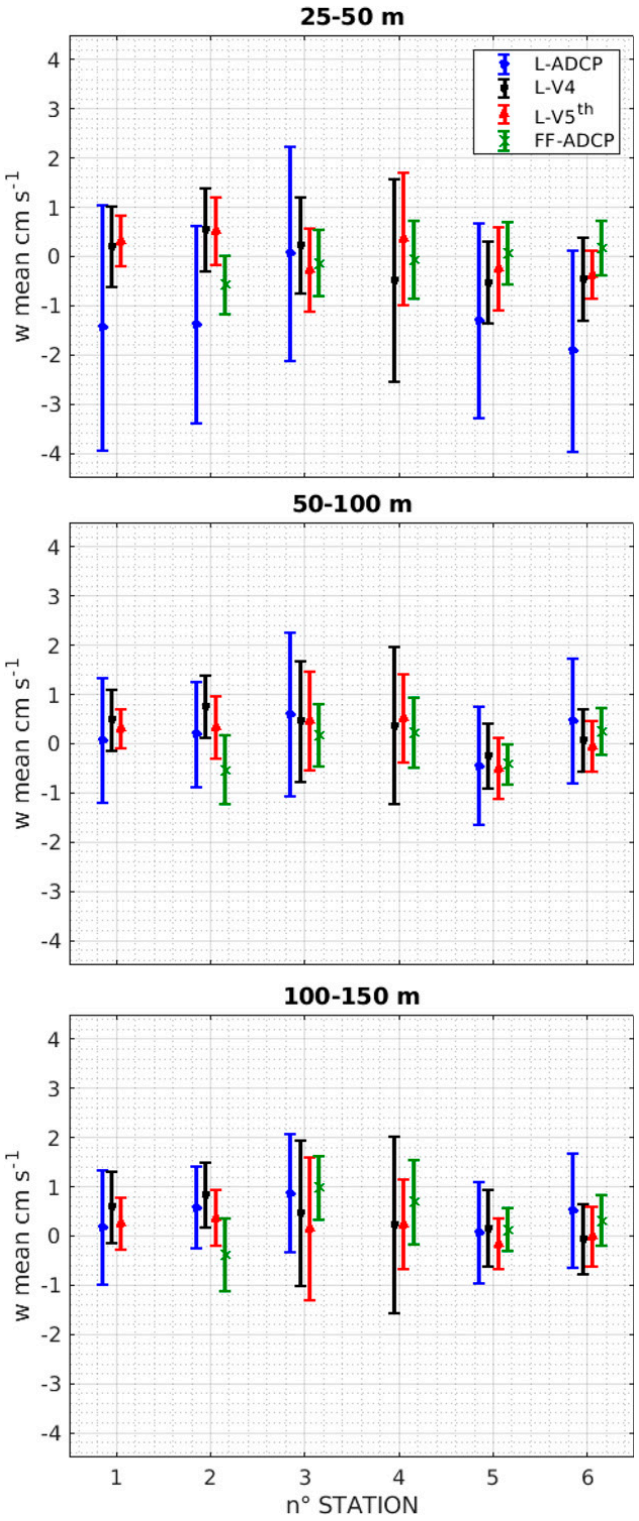

FIG. 11. Means and standard deviations of the downcast profiles of vertical velocities, averaged between three layers, (top) 25–50, (middle) 50–100, and (bottom) 100–150 m, depending on the stations, and according to the ADCP: L-ADCP (blue), L-V4 (black), L-V5th (red), and FF-ADCP (green).

and we evaluate the average standard deviation for the 2, 3, 5, and 6 stations. The orders of magnitude of these standard deviations range from 10^{-3} to 10^{-2} m s^{-1}. They can be classified in decreasing order as follows: L-ADCP ($=1.3 \times 10^{-2} \pm 0.2 \times 10^{-2}$ m s^{-1}), L-V4 ($=0.9 \times 10^{-2} \pm 0.3 \times 10^{-2}$ m s^{-1}), L-V5th ($=0.7 \times 10^{-2} \pm 0.2 \times 10^{-2}$ m s^{-1}), and FF-ADCP ($=0.6 \times 10^{-2} \pm 0.1 \times 10^{-2}$ m s^{-1}).

We evaluate the occurrence of data acquisitions for each method dividing the vertical profiles in bins of 5 m thickness. For each type of ADCP, the occurrence is greater than or equal to 50 (without counting NaN values, obviously), and it is stable between stations for a given method. It should be noted that the free-fall sampling presents 3 times more occurrences than the measurements by the lowered method, due to its 3-times-slower free-falling speed. Nevertheless, an artificial reduction of this occurrence by using only one or two downcasts for the elaboration of the final FF-ADCP profiles (not shown), does not significantly influence the resulting standard deviation. Therefore, there is no significant error in the measurement statistics caused by data occurrence.

We know that the acoustic measurement technique, especially in the first 200 m of the water column, is likely to encounter numerous interferences and generate measurement errors. Therefore, we have taken into account the different sources of acoustic interference in this study.

First of all, the measured vertical velocity profiles are studied below 25 m depth, which makes it possible to avoid acoustic interference with the surface as well as swell and orbital current effects or divergence.

Then, an acoustic interference with the vessel mounted ADCP was observed in the FF-ADCP profiles. This interference was clearly identified in the vertical velocity time series by the linear propagation of noise over a constant thickness of two bins (10 m). Measurements showing this interference have been removed. This type of interference was not observed in the measurements from the lowered method, due to the distance between the vessel mounted ADCP and the position of the L-ADCP and the Sentinel V launched at the stern of the ship, in contrast to the FF-ADCP, launched by the side of the ship.

Finally, we investigated the speed of sound variation's potential effects on the following parameters: particle's size detection, vertical bin length estimation, and radial velocity.

The ADCPs used in this study detect particles larger than 3 mm for the Sentinel V and 4.9 mm for the two Workhorses. This detection limit slightly fluctuates in the first 200 m because the speed of sound itself is estimated between 1506 and 1514 m s^{-1}, representing a variation of 0.3% over this thickness. The use of quality criteria such as correlation and echo intensity in the processing chain ensures that interferences due to mineral or organic particles, which is a potential source of significant error in the measurement, is avoided to a certain extent. Moreover, the stations were carried out in relatively clear waters and during daylight hours, thus avoiding nycthemeral migration processes, source of acoustic interference. This type of interference is apparent in the vessel mounted ADCP data (not shown) at night fall or day rise with the

migration of zooplankton such as pteropods or krill swarms (usually *Cavolinia inyexa* and *Meganyctiphanes norvegica*) well-known in this region of the northwestern Mediterranean Sea (Sardou et al. 1996; Tarling et al. 1999, 2001). Finally the sound speed variation, here estimated to be $C_{\mathrm{TEOS-10}}/C_{\mathrm{ADCP}} < 0.3\%$, involves an error on the vertical bin length on the order of 1.5 cm for 5 m cells. If we consider that the mean values of L-V5th measurements vary between stations on the order of 4 mm s^{-1} (in average), its effect ($4 \times 0.3\%$) on the radial velocity amounts to ± 0.012 mm s^{-1}. Consequently, the errors associated with the estimation of the speed of sound are largely negligible, which is why our implementation method does not require significant correction on this parameter.

5. Conclusions

In conclusion, we have compared four independent methods for the in situ measurement of vertical velocities in an oceanic region characterized by a low-energy circulation. We tested two different instruments (ADCP with 4 and 5 beams) and two different deployment techniques (classical rosette casts, free-fall casts). Our results show that the fifth beam of the Sentinel V provides the most precise measurement (mean values on the order of a few 10^{-3} m s^{-1} with standard deviations on the order of 10^{-2} m s^{-1}) among those tested with the same lowered technique. Meanwhile, the free-fall sampling technique has shown the best stability in standard deviation variations between stations, with values on the order of a few 10^{-3} m s^{-1}.

The Ligurian Sea is characterized by a cyclonic general circulation pattern with a geostrophic flow along the coastal line (Esposito and Manzella 1982). Most of the sampling stations were located in this general circulation. Only stations 4 and 5 were positioned on the outer edge of the Northern Current (Millot 1999). Except for the rougher sea state conditions of station 4 driven by an intense but time limited storm event, the study area was characterized by low-energy dynamics and the cyclonic recirculation present on site remained stable throughout the cruise. Despite the limited size of our dataset, due to meteorological conditions encountered during the FUMSECK cruise, our accurate analysis of all the possible error sources allowed us to emphasize that instrumental errors have a contribution of few 10^{-3} m s^{-1} when the environmental variability in our study area is on the same order of magnitude. Indeed, in the period and region during which the FUMSECK stations took place, the oceanic circulation is characterized by a moderate coastal current and a weak cyclonic gyre. Furthermore, we show that the free-fall methodology provides better precision, in particular with rough sea conditions, by removing noise due to the anchoring to the vessel. Hence we conclude that the best methodology will be to deploy a free-falling Sentinel V.

Compared to classical studies performed in high-energy ocean (Thurnherr 2011; D'Asaro et al. 2017; Tarry et al. 2021), our work provides a method for measuring vertical velocities also applicable to a low-energy ocean, where Tzortzis et al. (2021) showed that fine-scale dynamics can have an important role in structuring the microbial community. These low-energy ocean conditions actually represent the majority of the oceans. This new possibility of measuring low-energy vertical velocities sets the stage for more specific studies of physical–biological coupling in fine-scale structures.

Knowing that the methodology for in situ measurement of vertical velocities is ready for use, and after this first test in real conditions, it will be interesting to validate and generalize the direct acquisition of the vertical component of the oceanic current during other cruises. This will contribute to investigations in different fields: physical, biological, or biogeochemical. In the framework of the international project related to the new-generation altimetry satellite SWOT (launch planned in 2022), several cruises (JULIO-VVPTest2022 PI: J.-L. Fuda; PROTEVS 2022 PI: F. Dumas; BIOSWOT-Med 2023 PIs: A. Doglioli and G. Grégori) currently in preparation will use this method in order to obtain in situ measurement of vertical velocities in oceanic areas with fine-scale dynamics and/or at periods for which this vertical component of the current should be much more intense and contrasted. Let us recall that the interest of developing such an analytical method for direct in situ measurement of the vertical component of ocean currents is based on the growing need for information in all fields of oceanographic studies: vertical velocities playing a key role in the export of CO_2 as well as organic and mineral matter.

Acknowledgments. We thank the captain and the crew of the R/V *Tethys II* for help in deployment of instruments. We thank Kévin Grangier for providing the Sentinel V and helpful comments. We also thank Nagib Bhairy for the postcruise processing of the CTD data, and all the members of the Service Atmosphère Mer for their punctual help. This study was initiated by the OPLC team of the Mediterranean Institute of Oceanography. Caroline Comby is now supported by a MENRT Ph.D. grant. All of this research is supported by the BioSWOT project and the FUMSECK-vv LEFE project.

Data availability statement. Supporting data cannot be made openly available at this time. As soon as all the FUMSECK papers are published, the data will be publicly available: https://dataset.osupytheas.fr/geonetwork/srv/eng/catalog.search#/metadata/5bda8ab8-79e7-4dec-9bcb-25a3196e2f9a.

REFERENCES

Allen, J. T., D. A. Smeed, A. J. G. Nurser, J. W. Zhang, and 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*, **48**, 315–346, https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00035-2.

Astraldi, M., G. P. Gasparini, G. M. R. Manzella, and T. S. Hopkins, 1990: Temporal variability of currents in the eastern Ligurian Sea. *J. Geophys. Res.*, **95**, 1515–1522, https://doi.org/10.1029/JC095iC02p01515.

Barrillon, S., 2019: FUMSECK cruise report. FUMSECK Rep., 33 pp., https://archimer.ifremer.fr/doc/00636/74854/.

Bower, A. S., and T. Rossby, 1989: Evidence of cross-frontal exchange processes in the Gulf Stream based in isopycnal

RAFOS float data. *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 1177–1190, https://doi.org/10.1175/1520-0485(1989)019<1177:EOCFEP>2.0.CO;2.

Boyd, P. W., H. Claustre, M. Levy, D. A. Siegel, and T. Weber, 2019: Multi-faceted particle pumps drive carbon sequestration in the ocean. *Nature*, **568**, 327–335, https://doi.org/10.1038/s41586-019-1098-2.

Canuto, V. M., and Y. Cheng, 2017: Contribution of sub-mesoscales to the vertical velocity: The ω-equation. *Ocean Modell.*, **115**, 70–76, https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2017.05.004.

D'Asaro, E. A., and Coauthors, 2017: Ocean convergence and the dispersion of flotsam. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **115**, 1162–1167, https://doi.org/10.1073/pnas.1718453115.

Doglioli, A., 2015: OSCAHR cruise, RV Téthys II. Campagnes Océanographiques Françaises, https://campagnes.flotteoceanographique.fr/campagnes/15008800/.

Esposito, A., and G. Manzella, 1982: Current circulation in the Ligurian Sea. *Elsevier Oceanogr. Ser.*, **34**, 187–203, https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)71245-5.

Ferrari, R., and C. Wunsch, 2009: Ocean circulation kinetic energy: Reservoirs, sources, and sinks. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **41**, 253–282, https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.40.111406.102139.

Fiekas, V., H. Leach, K.-J. Mirbach, and J. D. Woods, 1994: Mesoscale instability and upwelling. Part 1: Observations at the North Atlantic Intergyre Front. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 1750–1758, https://doi.org/10.1175/1520-0485(1994)024<1750:MIAUPO>2.0.CO;2.

Firing, E., and R. Gordon, 1990: Deep ocean acoustic Doppler current profiling. *Proc. IEEE Fourth Working Conf. on Current Measurements*, Clinton, MD, IEEE, 192–201, https://doi.org/10.1109/CURM.1990.110905.

Fischer, J., and M. Visbeck, 1993: Velocity profiling with self-contained ADCPs. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **10**, 764–773, https://doi.org/10.1175/1520-0426(1993)010<0764:DVPWSC>2.0.CO;2.

Frajka-Williams, E., C. C. Eriksen, P. B. Rhines, and R. R. Harcourt, 2011: Determining vertical water velocities from Seaglider. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **28**, 1641–1656, https://doi.org/10.1175/2011JTECHO830.1.

Fuda, J.-L., F. Marin, F. Durand, and T. Terre, 2013: Diagnosing ocean vertical velocities off New Caledonia from a SPRAY glider. *General Assembly 2013*, Vienna, Austria, EGU, 9721, https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2013/EGU2013-9721.pdf.

Giordani, H., L. Prieur, and G. Caniaux, 2006: Advanced insights into sources of vertical velocity in the ocean. *Ocean Dyn.*, **56**, 513–524, https://doi.org/10.1007/s10236-005-0050-1.

Klein, P., and G. Lapeyre, 2009: The oceanic vertical pump induced by mesoscale and submesoscale turbulence. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, **1**, 351–375, https://doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163704.

Lévy, M., D. Iovino, L. Resplandy, P. Klein, G. Madec, A.-M. Tréguier, S. Masson, and K. Takahashi, 2012: Large-scale impacts of submesoscale dynamics on phytoplankton: Local and remote effects. *Ocean Modell.*, **43–44**, 77–93, https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.12.003.

——, P. J. S. Franks, and K. S. Smith, 2018: The role of submesoscale currents in structuring marine ecosystems. *Nat. Commun.*, **9**, 4758, https://doi.org/10.1038/s41467-018-07059-3.

Lien, R.-C., T. Y. Tang, M. H. Chang, and E. A. D'Asaro, 2005: Energy of nonlinear internal waves in the South China Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05615, https://doi.org/10.1029/2004GL022012.

Lindstrom, S. S., and D. P. Watts, 1994: Vertical motion in the Gulf Stream near 68°W. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 2321–2333, https://doi.org/10.1175/1520-0485(1994)024<2321:VMITGS>2.0.CO;2.

Mahadevan, A., 2016: The impact of submesoscale physics on primary productivity of plankton. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, **8**, 161–184, https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015912.

——, and A. Tandon, 2006: An analysis of mechanisms for submesoscale vertical motion at ocean fronts. *Ocean Modell.*, **14**, 241–256, https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2006.05.006.

Margirier, F., A. Bosse, P. Testor, B. L'Hévéder, L. Mortier, and D. Smeed, 2017: Characterization of convective plumes associated with oceanic deep convection in the northwestern Mediterranean from high-resolution in situ data collected by gliders. *J. Geophys. Res. Oceans*, **122**, 9814–9826, https://doi.org/10.1002/2016JC012633.

Martin, A. P., K. J. Richards, and M. J. R. Fasham, 2001: Phytoplankton production and community structure in an unstable frontal region. *J. Mar. Syst.*, **28**, 65–89, https://doi.org/10.1016/S0924-7963(00)00084-1.

McGillicuddy, D. J., 2016: Mechanisms of physical-biological-biogeochemical interaction at the oceanic mesoscale. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, **8**, 125–159, https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015606.

McWilliams, J. C., 2016: Submesoscale currents in the ocean. *Proc. Roy. Soc.*, **472A**, 20160117, https://doi.org/10.1098/rspa.2016.0117.

Meloni, M., J. Bouffard, A. M. Doglioli, A. A. Petrenko, and G. Valladeau, 2019: Toward science-oriented validations of coastal altimetry: Application to the Ligurian Sea. *Remote Sens. Environ.*, **224**, 275–288, https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.01.028.

Merckelbach, L., D. Smeed, and G. Griffiths, 2010: Vertical water velocities from underwater gliders. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **27**, 547–563, https://doi.org/10.1175/2009JTECHO710.1.

Millot, C., 1999: Circulation in the western Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.*, **20**, 423–442, https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00078-5.

Petrenko, A. A., 2003: Variability of circulation features in the Gulf of Lion NW Mediterranean Sea. Importance of inertial currents. *Oceanol. Acta*, **26**, 323–338, https://doi.org/10.1016/S0399-1784(03)00038-0.

Pinot, J.-M., J. Tintoré, and D.-P. Wang, 1996: A study of the omega equation for diagnosing vertical motions at ocean fronts. *J. Mar. Res.*, **54**, 239–259, https://doi.org/10.1357/0022240963213358.

Pollard, R. T., and L. A. Regier, 1992: Vorticity and vertical circulation at an ocean front. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 609–625, https://doi.org/10.1175/1520-0485(1992)022<0609:VAVCAA>2.0.CO;2.

Polzin, K., E. Kunze, J. Hummon, and E. Firing, 2002: The finescale response of lowered ADCP velocity profiles. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 205–224, https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0205:TFROLA>2.0.CO;2.

Rousselet, L., and Coauthors, 2019: Vertical motions and their effects on a biogeochemical tracer in a cyclonic structure finely observed in the Ligurian Sea. *J. Geophys. Res. Oceans*, **124**, 3561–3574, https://doi.org/10.1029/2018JC014392.

Ruiz, S., and Coauthors, 2019: Effects of oceanic mesoscale and submesoscale frontal processes on the vertical transport of phytoplankton. *J. Geophys. Res. Oceans*, **124**, 5999–6014, https://doi.org/10.1029/2019JC015034.

Sardou, J., M. Etienne, and V. Andersen, 1996: Seasonal abundance and vertical distributions of macroplankton and

micronekton in the northwestern Mediterranean Sea. *Oceanol. Acta.*, **19**, 645–656.

Sasaki, H., P. Klein, B. Qiu, and Y. Sasai, 2014: Impact of oceanic-scale interactions on the seasonal modulation of ocean dynamics by the atmosphere. *Nat. Commun.*, **5**, 5636, https://doi.org/10.1038/ncomms6636.

Schott, F., and K. D. Leaman, 1991: Observations with moored acoustic Doppler current profilers in the convection regime in the Golfe du Lion. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 558–574, https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<0558:OWMADC>2.0.CO;2.

——, M. Visbeck, U. Send, J. Fischer, L. Stramma, and Y. Desaubies, 1996: Observations of deep convection in the Gulf of Lions, northern Mediterranean during the winter of 1991/92. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 505–524, https://doi.org/10.1175/1520-0485(1996)026<0505:OODCIT>2.0.CO;2.

Shearman, R. K., J. A. Barth, and P. M. Kosro, 1999: Diagnosis of the three-dimensional circulation associated with mesoscale motion in the California Current. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 651–670, https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<0651:DOTTDC>2.0.CO;2.

Steffen, E. L., and E. A. D'Asaro, 2002: Deep convection in the Labrador Sea as observed by Lagrangian floats. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 475–492, https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<0475:DCITLS>2.0.CO;2.

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.*, **24**, 1759–1767, https://doi.org/10.1175/1520-0485(1994)024<1759:MIAUPT>2.0.CO;2.

Tarling, G. A., F. Buchholz, and J. B. L. Matthews, 1999: The effect of a lunar eclipse on the vertical migration behaviour of *Meganyctiphanes norvegica* (crustacea: Euphausiacea) in the Ligurian sea. *J. Plankton Res.*, **21**, 1475–1488, https://doi.org/10.1093/plankt/21.8.1475.

——, J. B. L. Matthews, P. David, O. Guerin, and F. Buchholz, 2001: The swarm dynamics of northern krill (*Meganyctiphanes norvegica*) and pteropods (*Cavolinia inflexa*) during vertical migration in the Ligurian Sea observed by an acoustic Doppler current profiler. *Deep-Sea Res. I*, **48**, 1671–1686, https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00105-9.

Tarry, D. R., and Coauthors, 2021: Frontal convergence and vertical velocity measured by drifters in the Alboran Sea. *J. Geophys. Res. Oceans*, **126**, e2020JC016614, https://doi.org/10.1029/2020JC016614.

Thomas, L., A. Tandon, and A. Mahadevan, 2008: Submesoscale processes and dynamics. *Ocean Modeling in an Eddying Regime*, *Geophys. Monogr.*, Vol. 177, Amer. Geophys. Union, 17–38, https://doi.org/10.1029/177GM04.

Thurnherr, A. M., 2011: Vertical velocity from LADCP data. *IEEE/OES 10th Current, Waves and Turbulence Measurements*, Monterey, CA, IEEE, 198–204, https://doi.org/10.1109/CWTM.2011.5759552.

Tintoré, J., D. Gomis, S. Alonso, and G. Parrilla, 1991: Mesoscale dynamics and vertical motion in the Alboran Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 811–823, https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<0811:MDAVMI>2.0.CO;2.

Tzortzis, R., and Coauthors, 2021: Impact of moderately energetic fine-scale dynamics on the phytoplankton community structure in the western Mediterranean Sea. *Biogeosciences*, **18**, 6455–6477, https://doi.org/10.5194/bg-18-6455-2021.

Weller, R. A., D. L. Rudnick, N. J. Pennington, R. P. Trask, and J. R. Valdes, 1990: Measuring upper ocean variability from an array of surface moorings in the subtropical convergence zone. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 68–84, https://doi.org/10.1175/1520-0426(1990)007<0068:MUOVFA>2.0.CO;2.

Yu, X., A. C. Naveira Garabato, A. P. Martin, C. E. Buckingham, L. Brannigan, and Z. Su, 2019: An annual cycle of submesoscale vertical flow and restratification in the upper ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **49**, 1439–1461, https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0253.1.

ANNEXE B. Article publié dans Journal of Water Resources and Ocean Science : Comby et al. (2023), *Near inertial oscillations and vertical velocities modulating phytoplankton after a storm in the Mediterranean Sea*

Journal of Water Resources and Ocean Science
2023; 12(2): 31-37
http://www.sciencepublishinggroup.com/j/wros
doi: 10.11648/j.wros.20231202.12
ISSN: 2328-7969 (Print); ISSN: 2328-7993 (Online)

Near Inertial Oscillations and Vertical Velocities Modulating Phytoplankton After a Storm in the Mediterranean Sea

Caroline Comby[1, *], Anne Petrenko[1], Claude Estournel[2], Patrick Marsaleix[2], Caroline Ulses[2], Anthony Bosse[1], Andrea Doglioli[1], Stéphanie Barrillon[1, *]

[1]Mediterranean Institute of Oceanography, Aix-Marseille University, Marseille, France

[2]Laboratory of Space Geophysical and Oceanographic Studies, University of Toulouse, Toulouse, France

Email address:

caroline.comby@mio.osupytheas.fr (Caroline Comby), anne.petrenko@mio.osupytheas.fr (Anne Petrenko), claude.estournel@univ-tlse3.fr (Claude Estournel), pjp.marsaleix@gmail.com (Patrick Marsaleix), caroline.ulses@univ-tlse3.fr (Caroline Ulses), anthony.bosse@mio.osupytheas.fr (Anthony Bosse), andrea.doglioli@mio.osupytheas.fr (Andrea Doglioli), stephanie.barrillon@mio.osupytheas.fr (Stéphanie Barrillon)

[*]Corresponding author

To cite this article:

Caroline Comby, Anne Petrenko, Claude Estournel, Patrick Marsaleix, Caroline Ulses, Anthony Bosse, Andrea Doglioli, Stéphanie Barrillon. Near Inertial Oscillations and Vertical Velocities Modulating Phytoplankton After a Storm in the Mediterranean Sea. *Journal of Water Resources and Ocean Science*. Vol. 12, No. 2, 2023, pp. 31-37. doi: 10.11648/j.wros.20231202.12

Received: October 27, 2023; **Accepted**: November 11, 2023; **Published**: November 21, 2023

Abstract: Understanding the impact of storms on phytoplankton dynamics is a complex and crucial issue, both on regional and global scales. Here we address this question by conducting a numerical modeling study to represent the physical forcing and phytoplankton response of an intense storm that occurred in the northwestern Mediterranean Sea in late spring 2019. This numerical study, employing the SYMPHONIE regional circulation model, covers and complements in situ observations gathered during the FUMSECK cruise. Our realistic numerical simulation unveils that the storm event triggered robust near-inertial oscillations (NIOs) in a two-layer system, spanning a 5000 km² area and persisting for a duration of 3-4 days. We demonstrate the oscillatory pattern of the NIOs vertical velocities. Notably, our modeled vertical velocities reach a maximum of 10^{-3} m s^{-1} and coincide with a substantial 1.3-fold increase in total chlorophyll concentration. These findings underline the significance of considering the vertical dynamics linked to NIOs induced by meteorological events that are projected to grow both in frequency and intensity in the context of ongoing climate change. The outcomes of this study contribute valuable insights into the intricate relationship between storms and phytoplankton, shedding light on the potential ecological consequences of future climate shifts, and emphasizing the need for more comprehensive investigations to address this complex issue effectively.

Keywords: Near Inertial Oscillations, Vertical Velocities, Storm, Mediterranean Sea

1. Introduction

Near-inertial frequency currents are the most energetic part of the ocean internal wave spectrum and are commonly observed throughout the ocean depth [1]. Inertial or near inertial oscillation (NIO) is a ubiquitous feature of oceanic motions, and can be found at all depths and latitudes of the global ocean. NIOs are generated by two distinct mechanisms: either by the propagation of long gravity waves within a stratified water column, or by the relaxation of a forcing by a strong local wind [2]. Studies based on idealistic models for open ocean oligotrophic regions have shown the impact on phytoplankton biomass and biogeochemistry of intermittent energetic movements forced by oscillatory winds of near inertial frequency [3, 4]. These studies show how these events can impact deep mixing layers, inducing intermittent nutrient supplies, and sustain phytoplankton growth.

In May 2019, the FUMSECK cruise (Facilities for Updating the Mediterranean Submesoscale - Ecosystem Coupling Knowledge, [5]) took place in the Ligurian Sea, and was marked by a short but very intense storm leading to inertial oscillation dynamics. This meteorological event can be qualified as exceptional with a semi-decennial to decennial occurrence for this period of the year in the Liguro-Provençal

region [6]. The storm forced the interruption of in situ sampling for 24 hours. In order to complement the in situ dataset, limited in time and space by its nature, we use a 3D realistic numerical ocean circulation model. The SYMPHONIE model [7] is particularly adapted to both the process and the area under study. It has proved useful and efficient in previous studies in the northwestern Mediterranean Sea to study phenomena such as deep convection and associated submesoscale frontal processes [8-10], shelf dense water formation and cascading along the slope [11-13] or, coupled to the biogeochemical model Eco3M-S, to assess biogeochemical budgets [14, 15]. In the present paper, the coupling with the Eco3M-S model allows us to observe the response of biogeochemical variables characterizing the primary productivity of the study area in response to physical forcing in the study area. Considering that changes in both the frequency and the intensity of Mediterranean storms are expected [16, 17], this knowledge is important for assessing the impact of climate change on the ecology and biogeochemistry of the Mediterranean Sea.

The inertial oscillations are commonly described by their horizontal velocity components. Nevertheless, the vertical component of the current generated by these oscillations can have important consequences on the biology of the euphotic layer. In this paper we describe the structure and evolution of near inertial motion generated by an intense late spring storm (of a few hours on 5 May 2019) in the northwestern Mediterranean Sea. The objective of this work is to highlight the importance of the vertical velocities generated by NIOs and the impact of this event on phytoplankton response.

2. Materials and Methods

2.1. The Numerical Models

In this study we performed an offline coupling between the 3D regional ocean circulation model SYMPHONIE [7, 18, 19], and the biogeochemical model ECO3M-S [14], implemented for the whole Mediterranean Sea [19]. The version of the SYMPHONIE ocean circulation model is based on the Boussinesq and hydrostatic approximations discretized on a curvilinear Arakawa C horizontal grid and a hybrid generalized-sigma and step vertical grid. The numerical domain covers the whole Ligurian Sea with a resolution between 2 and 4.5 km, with 60 vertical levels, as described in [19]. The atmospheric forcing is calculated using bulk formulas applied to the ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) hourly forecasts. Tidal forcing is taken into account, and the hydrodynamic model is initialized in April 2011 as described in [19]. Numerical simulations end on 20 May 2019.

The biogeochemical model Eco3M-S is a multi-nutrient and multi-plankton functional type model that simulates the dynamics of the pelagic planktonic ecosystem and the cycles of carbon, nitrogen, phosphorus, silicon, and oxygen. It was forced offline by hourly outputs of the hydrodynamic model. The advection and diffusion of the biogeochemical variables were calculated using the QUICKEST (QUICK with Estimated Streaming Terms) scheme [20] on the horizontal and with a centered scheme on the vertical.

2.2. Analysis of the Model Outputs and Sensitivity Tests

A comparison between modeled and observed data was performed with in situ physical and biogeochemical measurements from the FUMSECK cruise. The three components of the oceanic currents were directly measured with a Sentinel V50 Acoustic Doppler Current Profiler [21]. For the hydrological variables (temperature, conductivity, pressure), two CTD probes (shipborne SBE911 system and RBR concerto) were used. Chlorophyll concentration from the Eco3M-S model was compared with glider measurements performed during the FUMSECK cruise. The glider trajectory, deployed on 1 May 2019, crossed one of the modeled stations (station 4, Figure 1) twice before the storm, and was recovered on the morning of 6 May 2019. The in situ data calibration and glider trajectory are both described in [6].

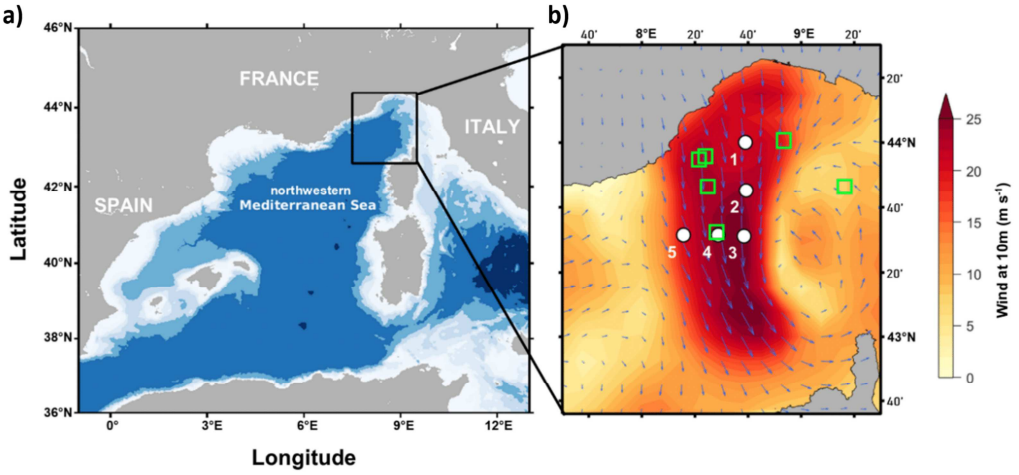

Figure 1. *(a) Map of the bathymetry of the northwestern Mediterranean basin. (b) Zoom on the Ligurian Sea with the position of the chosen model stations (white points). Winds intensity and direction (ECMWF forecasts) at 10 m for 5 May 2019, 07:30 am are represented respectively by the color of the map and by the arrows. The green squares represent the positions of in situ sampling used for comparison.*

We focused our study on stations located along the axis of the wind corridor generated by the storm as well as along its perpendicular axis (Figure 1, stations 1 to 5). All the five stations behave similarly, and we presented the results of station 4, corresponding to one of the in situ sampling before the storm (4 May 2019). We used the threshold method of de Boyer Montegut [22] defining the Mixed Layer Depth (MLD) as the depth at which the temperature difference from a reference near-surface depth fixed at 10 m reaches a threshold value of 0.2°C. Sensitivity tests were carried out to discern the impact of wind and tide on NIO triggering. To this end, four simulations were carried out in which wind and tidal forcing were either taken into account or not. These conditions were applied from January 2019.

3. Results

In situ data were collected during the FUMSECK cruise over six vertical profiles (see locations of green squares in Figure 1) between the surface and 150 to 200 m depth, and presented in both [6] for the hydrological part and [21] for the hydrodynamic part. Here we compared the modeled outputs with these in situ datasets (Figure 2).

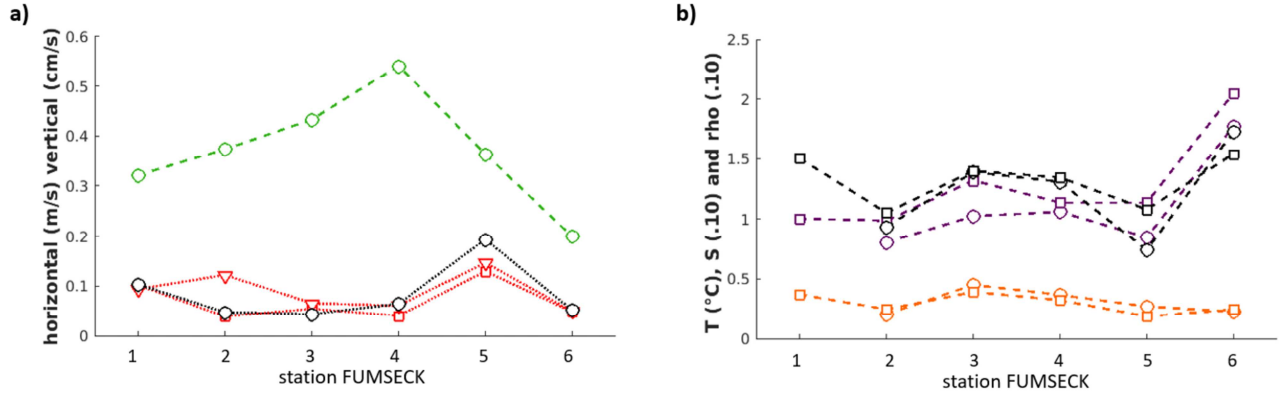

Figure 2. *Representation of root mean square deviations (rmsd) between modelled data and in situ data measured at the 6 "vertical velocity" stations of the FUMSECK cruise. (a) rmsd of current data: u (red squares), v (red triangles), √(u² + v²) (black), and w (green). (b) rmsd of hydrology data: temperature (orange), salinity (× 10, purple), density (× 10, black). The square and round symbols represent the calculation based on in situ measurements from the CTD SBE 911 and RBR concerto respectively.*

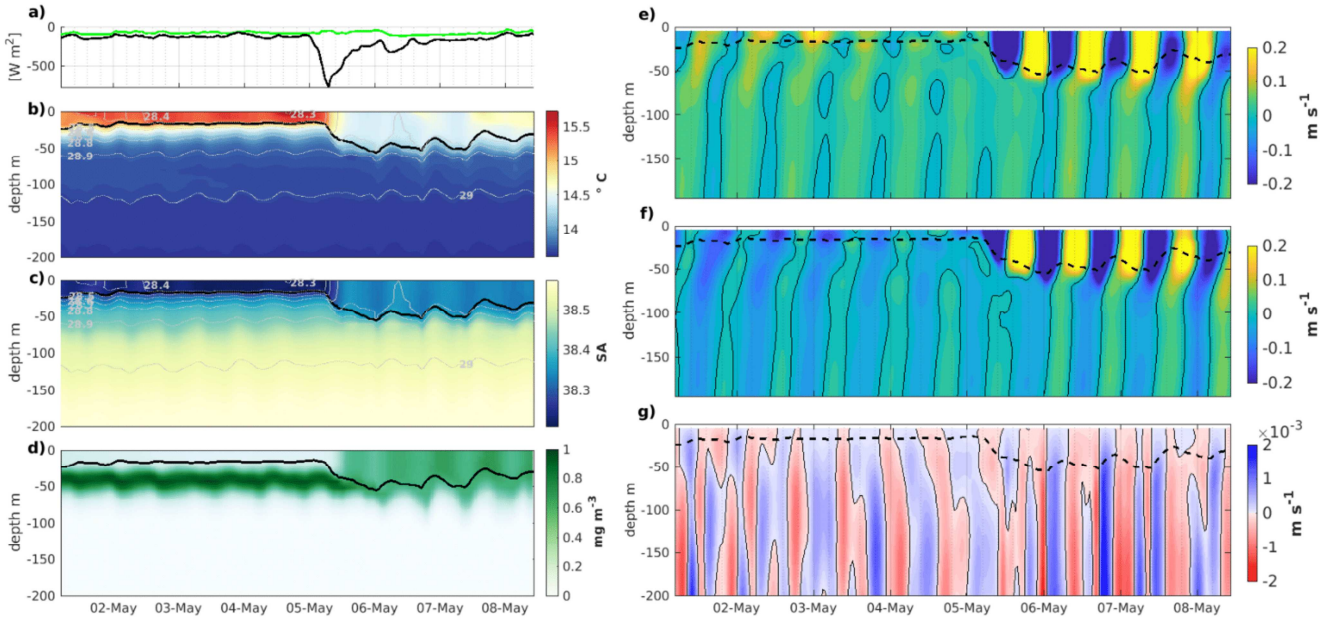

Figure 3. *Modeled station 4: (a) total surface fluxes in black (latent and sensible heat fluxes) and longwave in green (negative sign corresponds to fluxes directed from the ocean towards the atmosphere), (b) temperature, (c) salinity, (d) total chlorophyll concentration, (e) eastward velocity component, (f) northward velocity component, and (g) vertical velocity component, with MLD in black dotted line for panel (b) to (g).*

These comparisons based on root mean square deviation (rmsd) pointed out that the modeled hydrology variables were in good agreement with the in situ measurements, with rmsd inferior to 0.5°C for temperature, 0.15 for absolute salinity and 0.2 kg m^{-3} for density. These agreements have been demonstrated in other studies using the SYMPHONIE model

and including the entire northwestern Mediterranean Sea [9, 23]. The general circulation in the study area simulated by the model was in good agreement with the in situ data. This circulation is generally cyclonic and characterized by a strong westward-flowing coastal current [24]. The comparison indicated that the intensity of the horizontal components of the numerical current velocity was of the same order of magnitude as the in situ one. The numerical vertical velocities reached a maximum of 10^{-3} m s^{-1}. They were in the range of the observed data whose precision, with the methodology used during the FUMSECK cruise, was several 10^{-3} m s^{-1}. The in situ chlorophyll concentration integrated on 200 m depth was 2 - 3 times its numerical counterpart, with a relatively limited variation over time. Hence we used the model for its ability to reproduce the biological temporal variability.

The effect of the storm on the water column for the modeled station 4 was analyzed through different parameters: hydrological (temperature and salinity), physical (heat flux and currents) and biological (total chlorophyll concentration), gathered in Figure 3. We note a deepening and an oscillation of the mixed layer (ML) and a dilution of the Deep Chlorophyll Maximum (DCM) a few hours after the storm. This ML deepening was a direct result of the mixing induced by the wind, leading to a loss of heat from the ocean to the atmosphere (more than 250 W m^{-2}). The strong constraint of the storm led to the destratification of the first 60 m of the water column associated with a decrease in surface temperature, the disappearance of the DCM and finally to homogeneous chlorophyll within the ML. We noted an asymmetry in the oscillation of the calculated MLD: the ML deepens slower than it ascents. A salinity oscillation was also observed (Figure 3 c), with ML salinity decreasing when MLD thickness increased and inversely.

The storm intensified each current component by a factor of 2 to 3 (Figure 3 e to g). However, the horizontal components were intensified only in the ML, while the vertical component was intensified from the surface to beyond 200 m. The wind peak during the storm not only intensified the three current components, but also triggered horizontal current ellipses. They are typical of near inertial oscillations, with clockwise rotation (Coriolis force in the Northern Hemisphere) whose period is very close to the inertial period at this latitude (T_{NIO} = 16.7 h vs. $T_{inertial}$ = 17.4 h at 43.53 °N, T_{NIO} = 0.96 $T_{inertial}$). The first complete period of current ellipses for each of the five stations modeled was illustrated in Figure 4. The current ellipses were triggered starting with station 2 and then station 3 at 7:00 am and 9:00 am respectively on 5 May. NIO triggering continued at 10:00 am of the same day at stations 1 and 4, then at 12:00 am at station 5. Oscillations were triggered concentrically, with a marked westward propagation; the epicenter being located directly below the wind vein, as shown in Figure 4. The windy episode produced by the storm thus triggered NIOs over an area of around 5000 km² in the course of 5 hours. East of the wind vein (corresponding to stations 1 to 3, Figure 1) the model showed no inertial oscillation of the water mass.

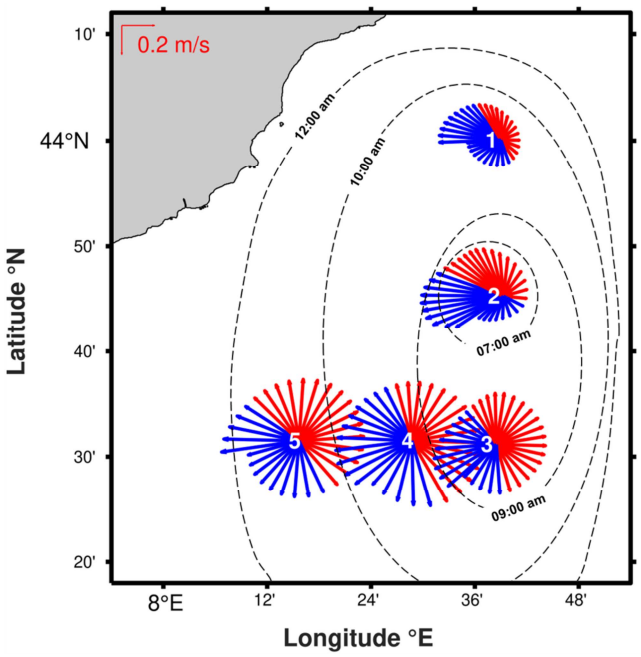

Figure 4. *Near inertial oscillations at 30 m, vectors of horizontal currents shown over their first period, with upward / downward vertical velocity in blue / red. The trigger time for each of the current ellipses is schematized by the dotted lines, for 5 May 2019.*

In the vertical plane, we observed a horizontal oscillation of a two-layer system in phase opposition, more intense in the upper layer than in the lower one, associated with a homogeneous vertical oscillation on the 0 - 200 m layer (Figure 3 g). The frequency of oscillation, slightly higher than the inertial period (f_{NIO} = 1.04 f_C Coriolis frequency), means that the oscillation system was not strictly horizontal but slightly tilted, by less than one degree (from the dispersion relationship of internal gravity wave), with respect to the horizontal gravimetric plane. Therefore, wave propagation at this angle ($\theta < 1$ °) implies an associated vertical component (i e. $w = tan(\theta) \times U \approx 0.01 \times 0.1 = 1 \times 10^{-3}$ m s^{-1}), corresponding to the order of magnitude of the modeled vertical velocities. This produced an intensification of the vertical component of the current, with a sinusoidal oscillation synchronized with the horizontal components (Figure 3 e to g). We observed that this effect on the vertical velocity did not occur immediately after the triggering of the two-layer horizontal oscillation system, but after a slight relaxation time of the order of 8 to 9 hours (i e. roughly half the Coriolis period).

The variability in power spectrum of the various sensitivity test simulations was noticeable. Both the wind and no-tide simulations as well as the realistic one have the highest power at the sub-inertial 16.7 h period (Figure 5), mentioned previously. The sensitivity tests showed that the tidal phenomenon, and in particular its semi-diurnal harmonic (12.3 h), contributed to the intensification of vertical velocities during the triggering of NIOs by the wind.

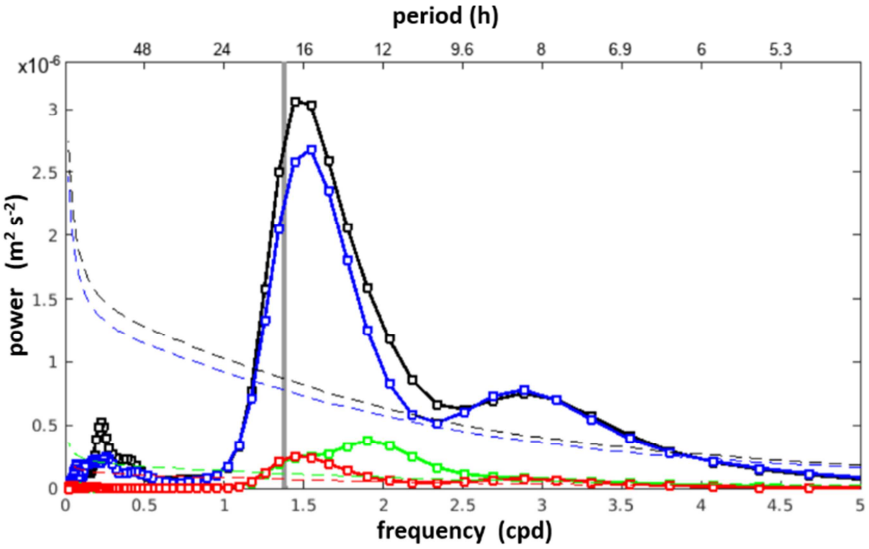

Figure 5. *0 - 200 m averaged global wavelet spectrum of vertical velocities (station 4) from four different simulations: wind + tide in black, wind + no tide in blue, no wind + tide in green, and no wind + no tide in red; with in gray: inertial frequency (also inertial period) for the model station's latitude (43.5 − 44 °N). The dotted lines represent the cone of influence of each simulation, following the wavelet analysis method of [25].*

4. Discussion

The vertical velocity oscillation generated by NIOs modulated the variation in total chlorophyll concentration during the first 24 hours, with an increase in integrated total chlorophyll concentration that persisted for several days (Figure 6 a). The increase in surface chlorophyll concentration was related to two associated processes: i) the mixing of the DCM with advection of chlorophyll from the DCM toward the surface, and ii) a significative increase (factor 1.3 between 5 and 7 May) of the total chlorophyll concentration integrated over the first 200 m.

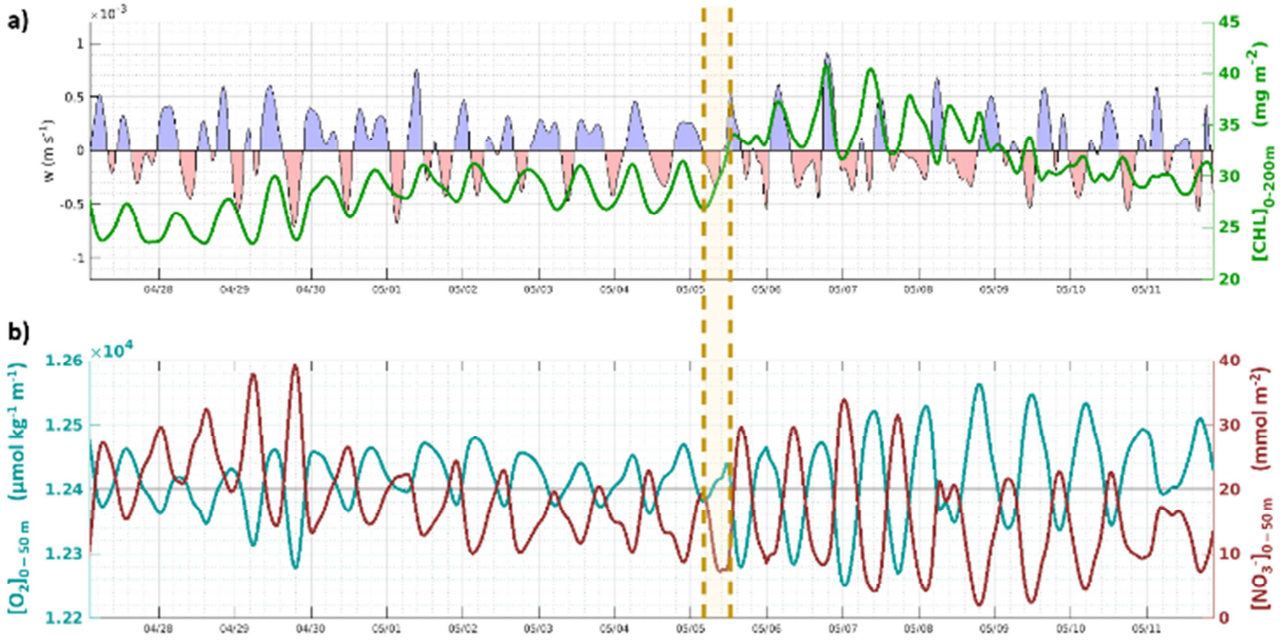

Figure 6. *(a) Chlorophyll concentration integrated between 0 - 200 m depth, superimposed on numerical vertical velocities at 40 m, at station 4. (b) Dissolved oxygen and nitrate concentrations integrated over 0 - 50 m depth at station 4. The period of storm activity is shown in yellow.*

Furthermore, the nitrate and dissolved oxygen concentrations represented by the model respond in two distinct times to the storm (Figure 6 b). Firstly, the intensification of vertical velocities by the triggering of NIOs increases the variability of integrated concentrations in the first 200 m, and more specifically in the 0 - 50 m layer. Secondly, when the maximum chlorophyll concentration is reached, the average nitrate concentration decreases and that of oxygen increases, despite vertical velocities maintaining the amplitude of their variability.

These results explain the observations by [6], who described the dilution effect of DCM but did not observe any increase in the integrated biomass, since the cruise had to end before the increase could occur. Moreover, [6] highlighted an increase in surface concentration of nitrates and particulate organic carbon. This fact, if combined with our numerical simulations showing a cooling of the surface water, an intensification of vertical velocities, an increase in chlorophyll concentration and a synchronization of oscillation of the latter two, allow us to show how the vertical velocities generated by NIOs generated a favorable environment for phytoplankton development.

In their study, [26] analyzed a series of hurricanes generating inertial oscillations and highlighted the establishment of inertial pumping associated with an isopycnal displacement of at least 10 m. Although the storm during FUMSECK cruise was not comparable in intensity to the hurricanes described, we found the same characteristics of deepening and oscillation of the MLD, with isopycnal displacement of 10 - 15 m. These authors also insisted on the impact of hurricanes on the upper ocean biogeochemistry as well as on the global nutrient and carbon budgets. Considering that changes in both the frequency and the intensity of Mediterranean storms are expected [16, 17], in the future it will be necessary to evaluate the impacts of these weather events, both locally and on a global scale. Such a storm can be considered as an important case study of the physical – biogeochemical coupling, especially under stratified surface oligotrophic conditions, as in the Ligurian Sea.

5. Conclusion

The upper-ocean responses to an intense late spring storm have been described. This study, based on a regional hydrostatic ocean circulation model, provided a three-dimensional dynamic of near inertial oscillations generated by an intense and rarely occurring meteorological event, compensating for the lack of in situ sampling during the storm. The numerical vertical velocities reached a maximum of 10^{-3} m s^{-1}, in the range of the FUMSECK cruise data precision. They were significantly intensified by the storm and oscillated at the near inertial frequency in synchronization with the horizontal components of the current. This approach highlighted a phenomenon of amplification of the horizontal and vertical velocities, as well as the intensification of the vertical component of the quasi-inertial oscillations in a two-layer system, generally described in the horizontal plane only. We emphasize the need to take into account the influence of these high-frequency vertical velocities on biology and biogeochemistry. Indeed, the analysis of the biogeochemical response to these dynamics results in an increase of the chlorophyll concentration, in phase with vertical velocity oscillations, that is not solely a dilution of the Deep Chlorophyll Maximum in the mixing layer. These results underline the importance of considering the vertical dynamics associated with NIOs induced by events that are becoming increasingly frequent and intense in a context of global change.

Funding

This work was supported by the French National program LEFE (Les Enveloppes Fluides et l'Environnement). Caroline Comby is supported by a French Ministery of Research Ph. D. grant. Numerical simulations were performed using HPC resources from CALMIP (grants P09115 and P1331).

Conflicts of Interest

The authors declare no conflicts of interest.

Acknowledgments

We thank the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). The SYMPHONIE ocean circulation model is developed by the SIROCCO group.

References

[1] d'Asaro, E. Upper ocean inertial currents forced by a strong storm. Part III: interaction of inertial currents and mesoscale Eddies. *Journal of Physical Oceanography*. 1995, 23, 2953-2958.

[2] Millot, C., Crepon, M. Inertial Oscillations on the Continental Shelf of the Gulf of Lions - Observations and Theory. *Journal of Physical Oceanography*. 1981, 11, 639-657. doi: 10.1175/1520-0485(1981)011<0639:IOOTCS>2.0.CO;2.

[3] Lévy, M., Klein, P., Jelloul, M. B. New production stimulated by high-frequency winds in a turbulent mesoscale eddy field. *Geophysical Research Letters*. 2009, 36, L16603. doi: 10.1029/2009GL039490.

[4] Whitt, D. B., Lévy, M., Taylor, J. R. Low-frequency and high-frequency oscillatory winds synergistically enhance nutrient entrainment and phytoplankton at fronts. *Geophysical Research Letters Oceans*. 2017, 122, 1016-1041. doi: 10.1002/2016JC012400.

[5] Barrillon, S. FUMSECK cruise report, RV Tethys II. 2019. doi: 10.17600/18001155.

[6] Barrillon, S., Fuchs, R., Petrenko, A., Comby, C., Bosse, A., Yohia, C., Fuda, J. L., Bhairy, N., Cyr, F., Doglioli, A., Grégori, G., Tzortzis, R., d'Ovidio, F., Thyssen, M. Phytoplankton reaction to an intense storm in the north-western Mediterranean Sea. *Biogeosciences*. 2023, 20, 141-161. doi: 10.5194/bg-20-141-2023.

[7] Marsaleix, P., Auclair, F., Estournel, C. Considerations on open boundary conditions for regional and coastal ocean models. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2006, 23, 1604-1613. doi: 10.1175/JTECH1930.1.

[8] Herrmann, M., Somot, S., Sevault, F., Estournel, C., Déqué, M. Modeling the deepconvection in the Northwestern Mediterranean Sea using an eddy-permitting and an eddy-resolving model: Case study of winter 1986-87. *Journal of Geophysical Research*. 2008, 113, C04011. doi: 10.1029/2006JC003991.

[9] Estournel, C., Testor, P., Damien, P., D'Ortenzio, F., Marsaleix, P., Conan, P., Kessouri, F., de Madron, X. D., Coppola, L., Lellouche, J. M., Belamari, S., Mortier, L., Ulses, C., Bouin, M. N., Prieur, L. High resolution modeling of dense water formation in the north-western Mediterranean during winter 2012-2013: Processes and budget. *Geophysical Research Letters Oceans*. 2016, 121, 5367-5392. doi: 10.1002/2016JC011935.

[10] Bosse, A., Testor, P., Damien, P., Estournel, C., Marsaleix, P., Mortier, L., Prieur, L., Taillandier, V. Wind-Forced Submesoscale Symetric Instability around Deep Convection in the Northwestern Mediterranean Sea. *Fluids*. 2021, 6, 123.

[11] Dufau-Julliand, C., Marsaleix, P., Petrenko, A., Dekeyser, I. Three-dimensional modelling of the Gulf of Lion's hydrodynamics (northwestern Mediterranean) during January 1999 (MOOGLI 3 experiment) and late winter 1999: Western Mediterranean Intermediate Water's (WIW) formation and it's cascading over the shelf break. *Journal of Geophysical Research*. 2004, 109, C11002. doi: 10.1029/2003JC002019.

[12] Estournel, C., Zervakis, V., Marsaleix, P., Papadopoulos, A., Auclair, F., Perivoliotis, L., Tragou, E. Dense water formation and cascading in the Gulf of Thermaikos (North Aegean) from observations and modelling. *Continental Shelf Research*. 2005, 25, 2366-2386. doi: 10.1016/j.csr.2005.08.014.

[13] Ulses, C., Estournel, C., Puig, P., de Madron, X. D., Marsaleix, P. Dense shelf water cascading in the northwestern Mediterranean during the cold winter 2005: Quantification of the export through the Gulf of Lion and the Catalan margin. *Geophysical Research Letters*. 2008, 35, L07610. doi: 10.1029/2008GL033257.

[14] Ulses, C., Auger, P. A., Soetaert, K., Marsaleix, P., Diaz, F., Coppola, L., Herrmann, M. J., Kessouri, F., Estournel, C. Budget of organic carbon in the North-Western Mediterranean open sea over the period 2004-2008 using 3-D coupled physical-biogeochemical modeling. *Journal of Geophysical Research Oceans*. 2016, 121, 7026-7055. doi: 10.1002/2016JC011818.

[15] Ulses, C., Estournel, C., Fourrier, M., Coppola, L., Kessouri, F., Lefèvre, D., Marsaleix, P. Oxygen budget of the north-western Mediterranean deep-convection region. *Biogeosciences*. 2021, 18, 937-960. doi: 10.5194/bg-18-937-2021.

[16] Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R., Alpert, P., Artale, V., Li, L., Luterbacher, J., May, W., Trigo, R., Tsimplis, M., Ulbrich, U., Xoplaki, E. The Mediterranean climate: An overview of the main characteristics and issues. In *Mediterranean*, Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R., Eds., Elsevier; 2006, Vol. 4, Developments in Earth and Environmental Sciences, pp. 1-26. doi: 10.1016/S1571-9197(06)80003-0.

[17] Flaounas, E., Davolio, S., Raveh-Rubin, S., Pantillon, F., Miglietta, M. M., Gaertner, M. A., Hatzaki, M., Homar, V., Khodayar, S., Korres, G., Kotroni, V., Kushta, J., Reale, M., Ricard, D. Mediterranean cyclones: current knowledge and open questions on dynamics, prediction, climatology and impacts. *Weather and Climate Dynamics*. 2022, 3, 173-208. doi: 10.5194/wcd-3-173-202.

[18] Marsaleix, P., Auclair, F., Floor, J. W., Herrmann, M. J., Estournel, C., Pairaud, I., Ulses, C. Energy conservation issues in sigma coordinate free-surface ocean models. *Ocean Modelling*. 2008, 20, 61-89. doi: 10.1016/j.ocemod.2007.07.005.

[19] Estournel, C., Marsaleix, P., Ulses, C. A new assessment of the circulation of Atlantic and Intermediate Waters in the Eastern Mediterranean. *Progress in Oceanography*. 2021, 198, 102673. doi: 10.1016/j.pocean.2021.102673.

[20] Leonard, B. P. A stable and accurate convective modelling procedure based on quadratic upstream interpolation. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*. 1979, 19, 59-98. doi: 10.1016/0045- 7825(79)90034-3.

[21] Comby, C., Barrillon, S., Fuda, J. L., Doglioli, A. M., Tzortzis, R., Grégori, G., Thyssen, M., Petrenko, A. A. Measuring vertical velocities with ADCPs in low-energy ocean. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2022, 39, 1669-1684. doi: 10.1175/JTECH-D-21-0180.1.

[22] de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., Ludicone, D. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research Oceans*. 2004, 109, C12003. doi: 10.1029/2004JC002378.

[23] Petrenko, A., Leredde, Y., Marsaleix, P. Circulation in a stratified and wind-forced Gulf of Lions, NW Mediterranean Sea: in situ and modeling data. *Continental Shelf Research*. 2005, 25, 7-27. doi: 10.1016/j.csr.2004.09.004.

[24] Esposito, A., Manzella, G. Current Circulation in the Ligurian Sea. In *Hydrodynamics of Semi-Enclosed Seas*, Nihoul, J. C., Ed., Elsevier; 1982, Vol. 34, Elsevier Oceanography Series, pp. 187-203. doi: 10.1016/S0422- 9894(08)71245-5.

[25] Torrence, C., Compo, G. P. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1998, 79, 61-78. doi: 10.1175/1520- 0477(1998)0792.0.CO;2.

[26] Black, W. J., Dickey, T. D. Observations and analyses of upper ocean responses to tropical storms and hurricanes in the vicinity of Bermuda. *Journal of Geophysical Research*. 2008, 113, C08009. doi: 10.1029/2007JC004358.

ANNEXE C. Évaluation des ratios de concentration chlorophyllienne Eco3M-S vs. in situ

Nous avons basé notre évaluation de la qualité des données de chlorophylle issue du modèle Eco3M-S sur la comparaison des sorties numériques avec deux sources indépendantes de données in situ : (i) des mesures par chromatographie en phase liquide à haute performance (HPLC) au site Boussole, et (ii) des mesures de fluorescences effectuées par le glider SeaExplorer déployé durant la campagne FUMSECK (2019).

Tout d'abord, la comparaison entre les concentrations in situ mesurées par HPLC et modélisées par Eco3M-S est réalisée pour les trois jours d'échantillonnage les plus proches de la campagne FUMSECK; soit aux dates du 16 et 17 avril 2019, et 28 mai 2019 (figure 1 a). Les données in situ ont été récoltées au site Boussole, à 43 ° 22' N et 7 ° 54' E. Les sorties de modèle sont moyennées sur 24 heures et sur 9×9 points du modèle (avec $\Delta x = 2$ km, soit une surface de $9 \times 2 \times 9 \times 2 = 324$ km^2) entourant le point Boussole.

Nous avons ainsi pu établir des ratios intégrés $\frac{CHL_{\text{Boussole}}}{CHL_{\text{ECO3M}}}$ sur les trois jours d'échantillonnage dans la couche 0-200 m pour : (figure 1 b) les différentes classes de taille de phytoplancton (micro-phytoplancton en noir, nano-phytoplancton en vert, et pico-phytoplancton en rouge), ainsi que pour (figure 1 c) la chlorophylle totale (somme des trois classes de taille micro-, nano- et pico-). Ces ratios sont compris entre 1 et 4.

Nous avons également effectué une analyse similaire en mettant en perspective les données de fluorescence (FL_{glider}) mesurées par le glider déployé durant FUMSECK (raisonnablement proches des mesures in situ selon BARRILLON et al. 2023), et les sorties numériques du paramètre de chlorophylle issues du modèle (CHL_{mod}), en suivant la trajectoire spatio-temporelle du glider. Sur la figure 1 d, nous avons présenté le ratio $\frac{FL_{\text{glider}}}{CHL_{\text{mod}}}$ intégré dans la couche 0-200 m. La distribution de probabilité de densité de ce ratio est présentée en figure 1 e. On peut souligner ici que l'on retrouve un ratio majoritairement compris entre 2 et 4, tel que celui observé entre les données HPLC issues du site Boussole et les données modèle pour les concentrations en chlorophylle totale (figure 1 c).

Enfin, les figures 1 f et g représentent respectivement les séries temporelles, le long de la trajectoire du glider, de la fluorescence in situ normalisée et de la concentration en chlorophylle totale normalisée issue du modèle numérique. La normalisation est effectuée en chaque position par la chlorophylle totale sur toute la profondeur. On

remarque que le *Deep Chlorophyll Maximum* (DCM) mesuré in situ est concentré dans une couche plus fine que celui représenté par le modèle, et que sa dilution, déclenchée par la tempête, précède légèrement le moment de déclenchement de la dilution du DCM dans le modèle Eco3M-S.

Finalement, cette concordance entre les ratios :

. $CHL_{Boussole}$ / $CHL_{ECO3M} \in [1;4]$;

. $TOTAL\ CHL_{Boussole}$ / $TOTAL\ CHL_{ECO3M} \in [2;3]$;

. FL_{glider} / $CHL_{mod} \in [2;4]$;

tend à suggérer que notre approche dans l'analyse adimensionnelle de l'évolution des concentrations modélisées en chlorophylle en réponse à la tempête est correcte.

BARRILLON, S. (2019). *FUMSECK cruise report, RV Téthys II*. DOI : 10.17600/18001155.

BARRILLON, S., R. FUCHS, A. PETRENKO, C. COMBY et al. (2023). « Phytoplankton reaction to an intense storm in the north-western Mediterranean Sea ». In : *Biogeosciences* 20, p. 141-161. DOI : 10.5194/bg-20-141-2023.

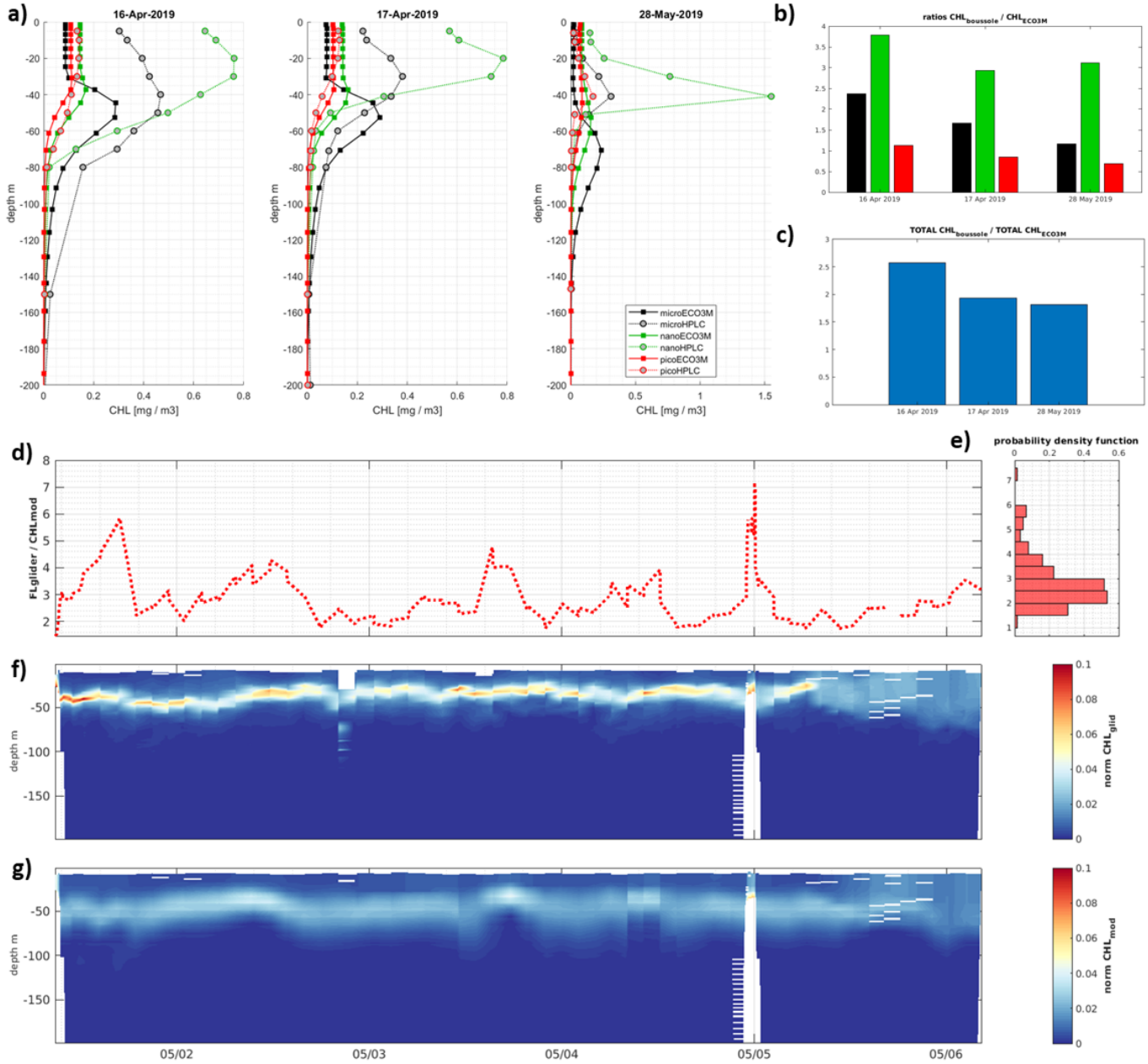

FIGURE 1. – Comparaison des données de concentration en chlorophylle issue du modèle Eco3M-S avec deux sources indépendantes de données in situ :
a - c) mesures HPLC au site Boussole (données transmises par Vincenzo Vellucci, 2023, Laboratoire d'Océanographie de Villefranche - UMR 7093), avec a) les profils de concentration chlorophyliennes, b) les ratios de ces concentrations intégrées sur 0 - 200 m classés par jour et par taille, et c) idem que (b) pour les concentrations totales ;
d - g) mesures de fluorescence par le glider SeaExplorer sur sa trajectoire de son déploiement dans le cadre de la campagne FUMSECK 2019, avec d) le ratio des concentrations intégrées sur 0 - 200 m, e) la distribution de probabilité de ces ratios, f) la série temporelle normalisée des mesures par glider, et g) la série temporelle normalisée issue du modèle.

ANNEXE D. Évaluation des coefficients de corrélation dans la résolution de l'équation-ω

Les coefficients de corrélation Lx et Ly sont déterminés après analyse de la matrice d'auto-covariance du champ de masse volumique interpolé par la méthode d'*objective-mapping* de LE TRAON (1990).
Le signal issu de l'*objective-mapping* (u) peut être décomposé en trois composantes :

$$u = \bar{u} + u' + n \tag{.1}$$

soit un signal moyen ($\bar{u}$), des fluctuations (u'), et du bruit (n) causé par la variabilité des structures de fine échelle ainsi que des erreurs de mesure instrumentales.

Les fluctuations du signal (u') sont supposées anisotopiques (i.e. dépendantes de la direction), avec une auto-covariance (C) de type gaussienne :

$$C(x,y) = A\exp\left[-\frac{\left(x\cos\theta - y\sin\theta\right)^2}{Lx^2} - \frac{\left(x\cos\theta + y\sin\theta\right)^2}{Ly^2}\right] \tag{.2}$$

avec Lx, Ly les coefficients de corrélation et θ l'angle d'orientation de la structure d'intérêt échantillonnée.
Notons que selon RUDNICK (1996), le rapport bruit - signal (noté $\frac{E}{A}$) équivaut à 0.05, E étant la matrice de covariance incluant la contribution des fluctuations u' et du bruit n (erreur).

La matrice d'auto-covariance issue de l'étape d'*objective-mapping* appliquée aux données de la campagne FUMSECK est présentée en figure 2.

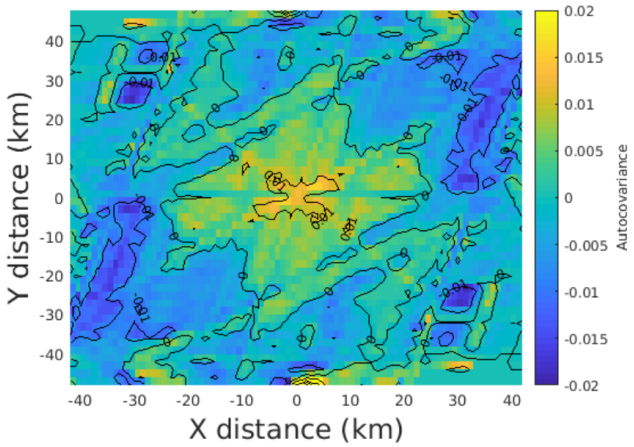

FIGURE 2. – Matrice d'auto-covariance calculée sur le champ de masse volumique mesurée in situ lors de la campagne FUMSECK et après l'étape d'*objective-mapping* par le solveur de PIETRI et al. (2021).

On considère les coefficients de corrélation Lx et Ly lorsque la valeur d'auto-covariance est égale à zéro. Soit ici $Lx \approx Ly \approx 30$ km.

Ces coefficients de corrélation permettent ensuite d'identifier une zone où les erreurs de calcul sont acceptables, sur la base d'un intervalle de confiance à 95 % (IC95), et ce, pour chaque niveau de profondeur. La matrice d'erreur résultante est applicable à l'ensemble des données interpolées par *objective-mapping* (soit u, v et ρ) ainsi que pour les données de vitesse verticale (w) issues de la résolution de l'équation-ω. Cette matrice d'erreur est présentée en figure 3 pour l'exemple de la vitesse zonale (u).

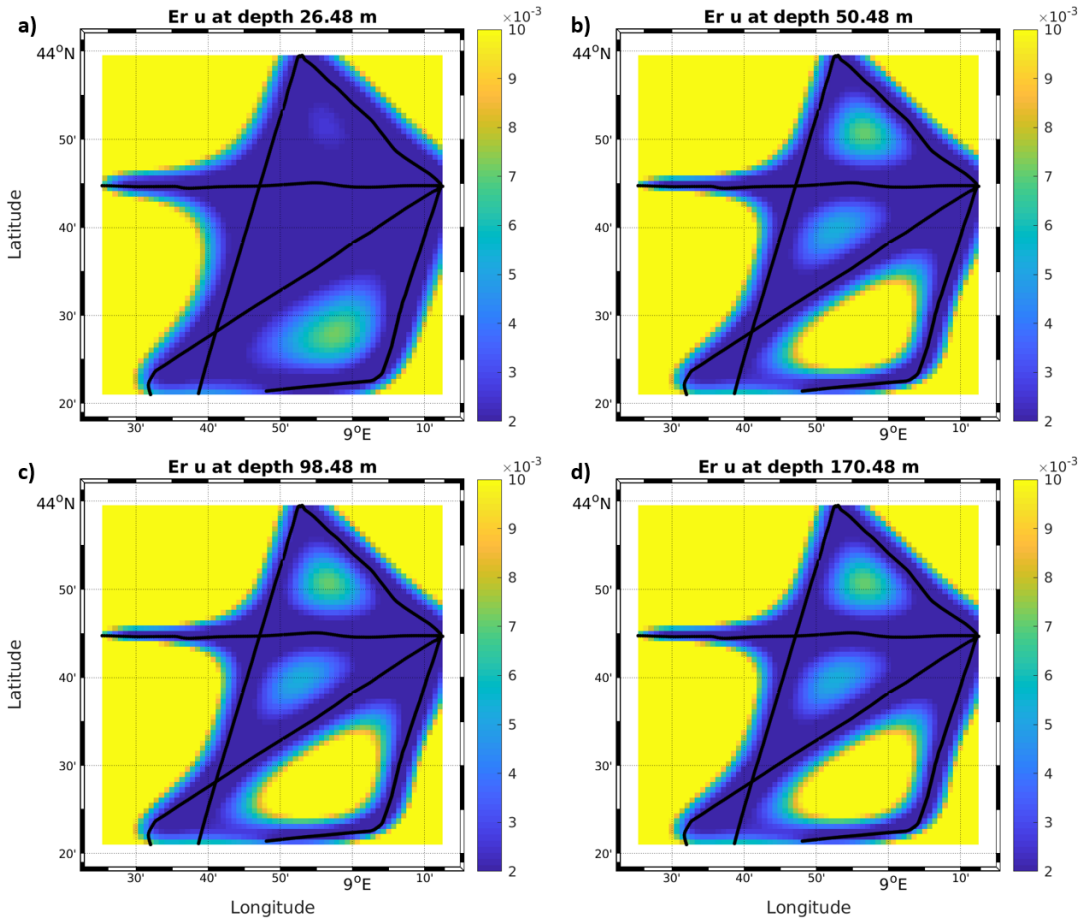

FIGURE 3. – Matrice d'erreur appliquée au champ de vitesse zonale (u, composante horizontale du courant) correspondant à l'intervalle de confiance après l'étape d'*objective-mapping* sur les données de la campagne FUMSECK, aux niveaux de profondeur : a) 26 m, b) 50 m, c) 98 m, et d) 170 m.

LE TRAON, P. Y. (1990). « A method for optimal analysis of fields with spatially variable mean ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 95, p. 13543-13547. DOI : 10.1029/JC095iC08p13543.

PIETRI, A., X. CAPET, F. D'OVIDIO, M. LÉVY et al. (2021). « Skills and Limitations of the Adiabatic Omega Equation : How Effective Is It to Retrieve Oceanic Vertical Circulation at Mesoscale and Submesoscale ? » In : *Journal of Physical Oceanography* 51, p. 931-954. DOI : 10.1175/JPO-D-20-0052.1.

RUDNICK, D. L. (1996). « Intensive Surveys of the Azores Front 2. Inferring the Geostrophic and Vertical Velocity Fields ». In : *Journal of Geophysical Research* 101, p. 16, 291-16, 303.

ANNEXE E. Synthèse des mesures de vitesses verticales in situ par FF-ADCP (BIOSWOT-Med 2023)

Les mesures de vitesses verticales issues du FF-ADCP durant la campagne BIOSWOT-Med (2023) ont été acquises à l'aide d'un ADCP de type Sentinel V50 (500 kHz, RDI).

Les profils verticaux sont regroupés par masse d'eau échantillonnée :

- masse d'eau A, située au Nord du front, en figure 4 ;
- masse d'eau B, située au Sud du front, en figures 5 et 6 ;
- masse d'eau F, située dans le front, en figure 7 ;
- masse d'eau M, située au Sud de l'île de Minorque, en figures 8 et 9.

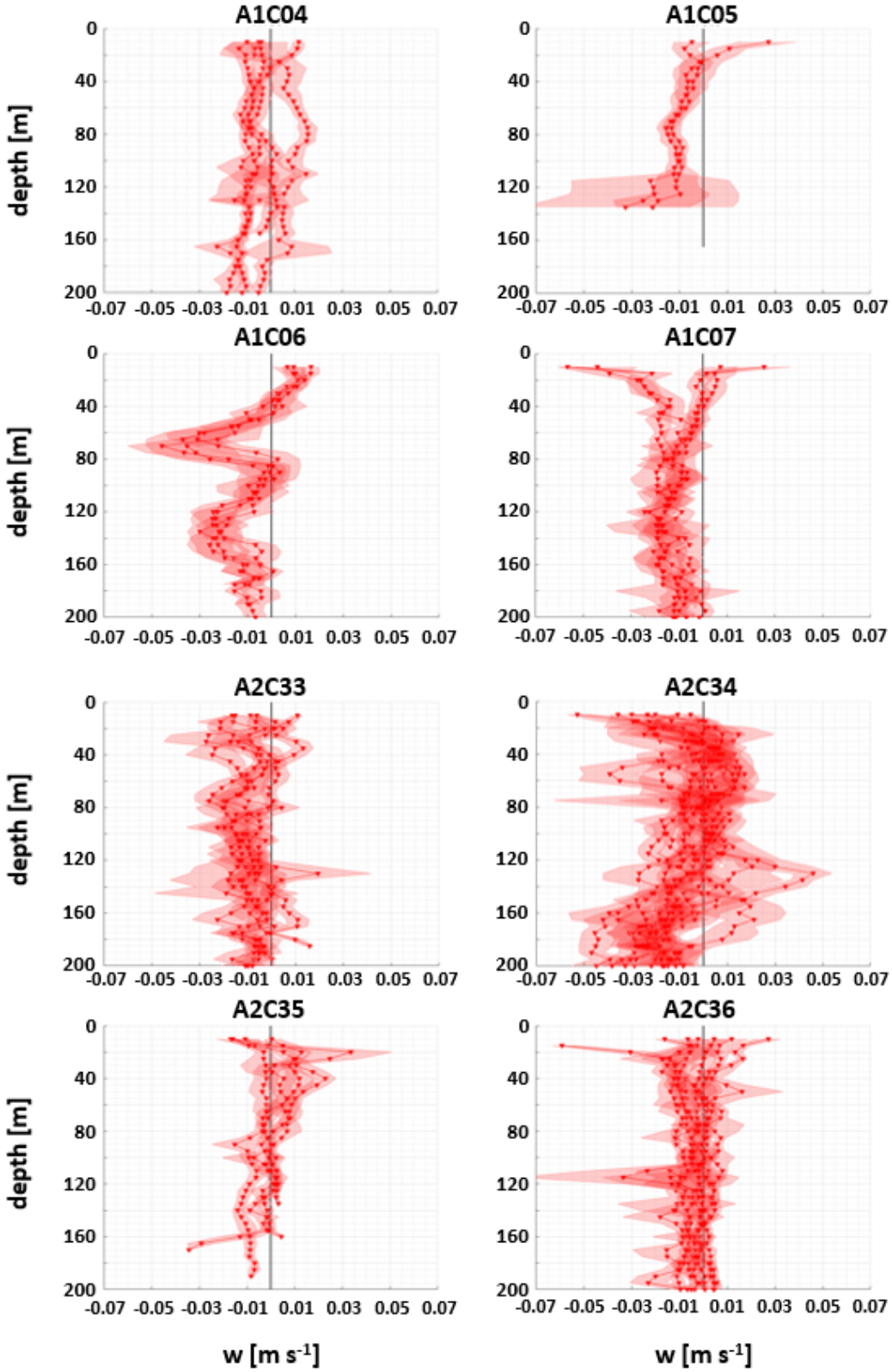

FIGURE 4. – Vitesses verticales mesurées par le FF-ADCP au niveau des stations d'échantillonnage de la masse d'eau A durant la campagne BIOSWOT-Med (2023). Les valeurs moyennes sont représentées par les lignes, les écarts-types sont représentés par les zones ombrées autour de chaque valeur moyenne.

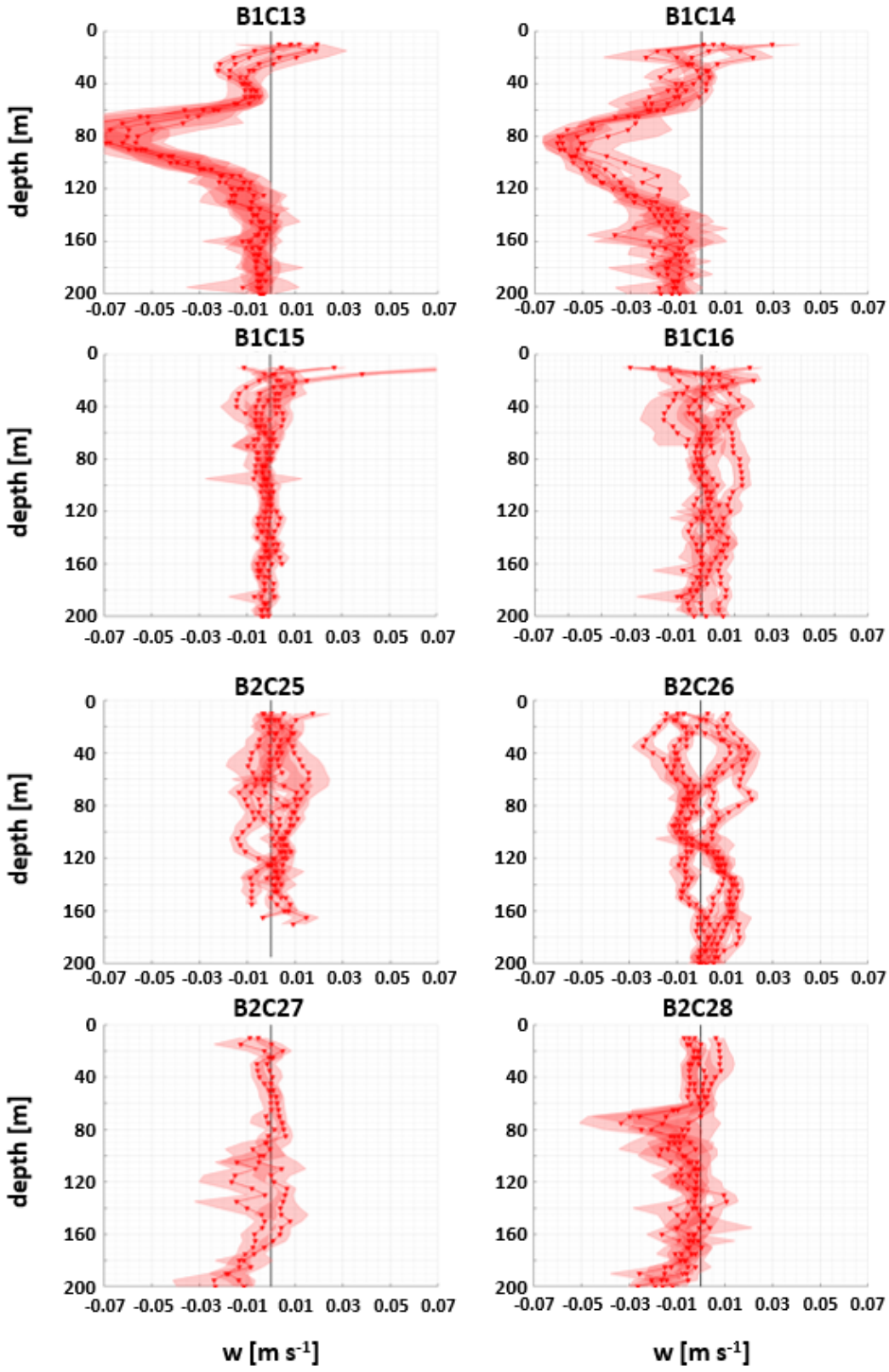

FIGURE 5. – Vitesses verticales mesurées par le FF-ADCP au niveau des stations d'échantillonnage de la masse d'eau B durant la campagne BIOSWOT-Med (2023). Les valeurs moyennes sont représentées par les lignes, les écarts-types sont représentés par les zones ombrées autour de chaque valeur moyenne.

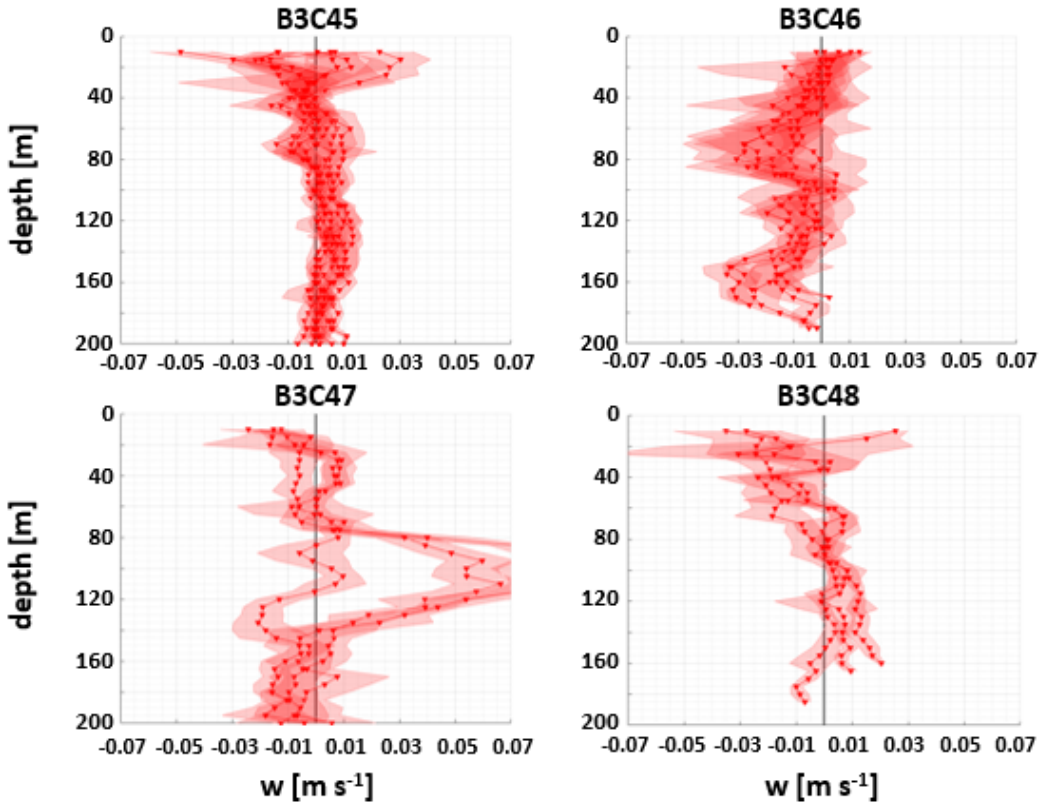

FIGURE 6. – (suite) Vitesses verticales mesurées par le FF-ADCP au niveau des stations d'échantillonnage de la masse d'eau B durant la campagne BIOSWOT-Med (2023). Les valeurs moyennes sont représentées par les lignes, les écarts-types sont représentés par les zones ombrées autour de chaque valeur moyenne.

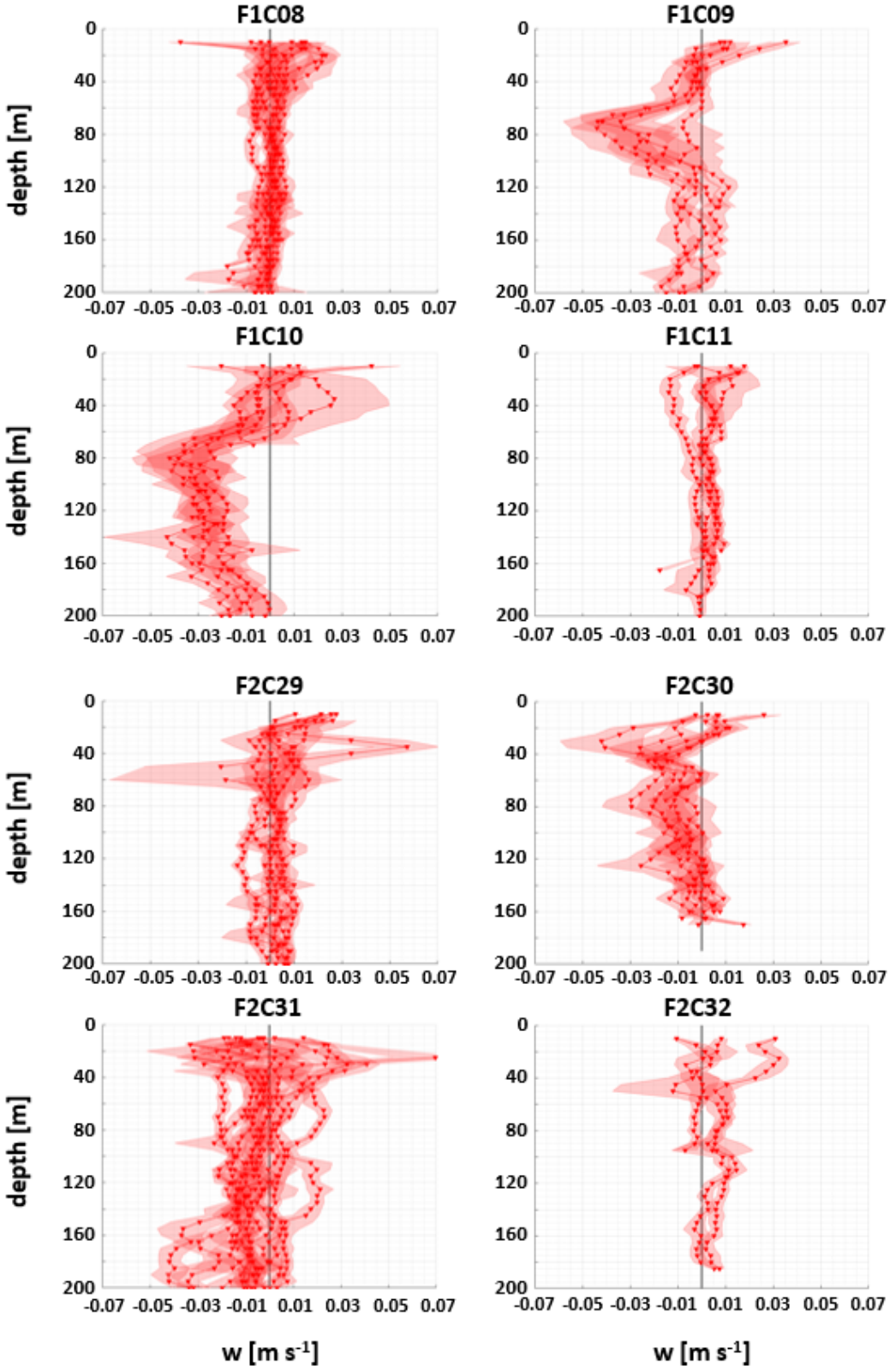

FIGURE 7. – Vitesses verticales mesurées par le FF-ADCP au niveau des stations d'échantillonnage de la masse d'eau F durant la campagne BIOSWOT-Med (2023). Les valeurs moyennes sont représentées par les lignes, les écarts-types sont représentés par les zones ombrées autour de chaque valeur moyenne.

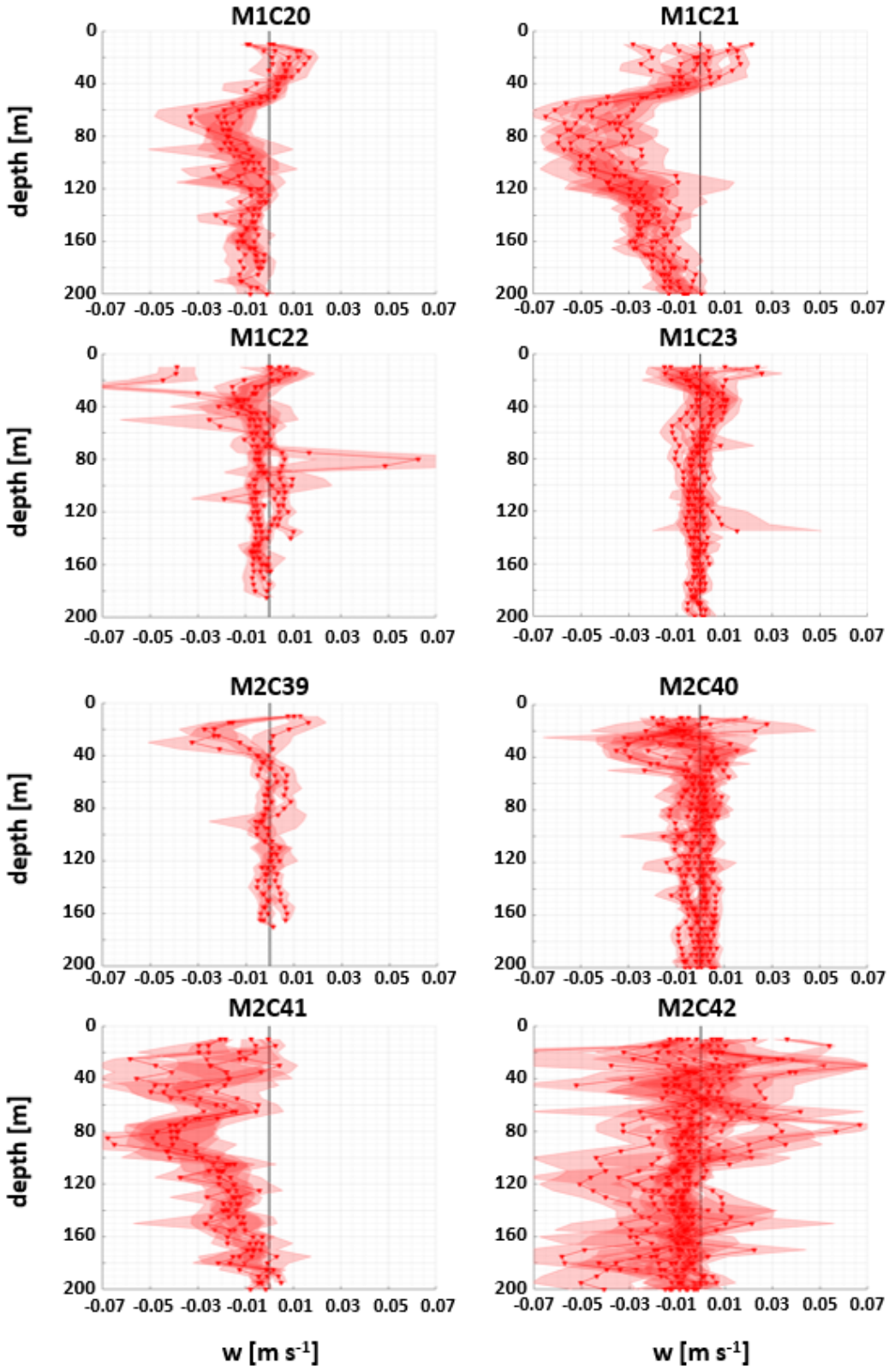

FIGURE 8. – Vitesses verticales mesurées par le FF-ADCP au niveau des stations d'échantillonnage de la masse d'eau M durant la campagne BIOSWOT-Med (2023). Les valeurs moyennes sont représentées par les lignes, les écarts-types sont représentés par les zones ombrées autour de chaque valeur moyenne.

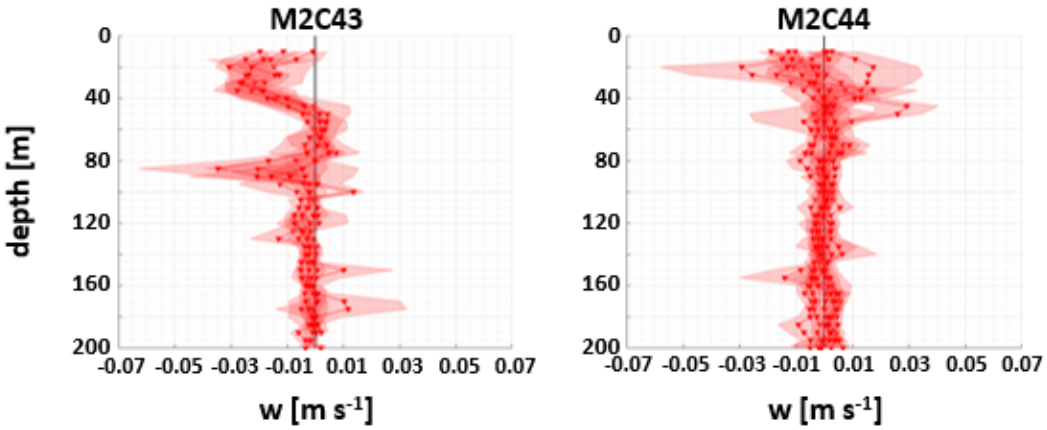

FIGURE 9. – (suite) Vitesses verticales mesurées par le FF-ADCP au niveau des stations d'échantillonnage de la masse d'eau M durant la campagne BIOSWOT-Med (2023). Les valeurs moyennes sont représentées par les lignes, les écarts-types sont représentés par les zones ombrées autour de chaque valeur moyenne.

ANNEXE F. Synthèse des mesures hydrologiques in situ par VVP (BIOSWOT-Med 2023)

Les mesures d'hydrologie issues du VVP durant la campagne BIOSWOT-Med ont été acquises à l'aide d'une sonde CTD de type RBR concerto.
Les paramètres de température, salinité et masse volumique sont représentées pour chacunes des stations VVP dans la figure 10, la figure 11 et la figure 12 respectivement.

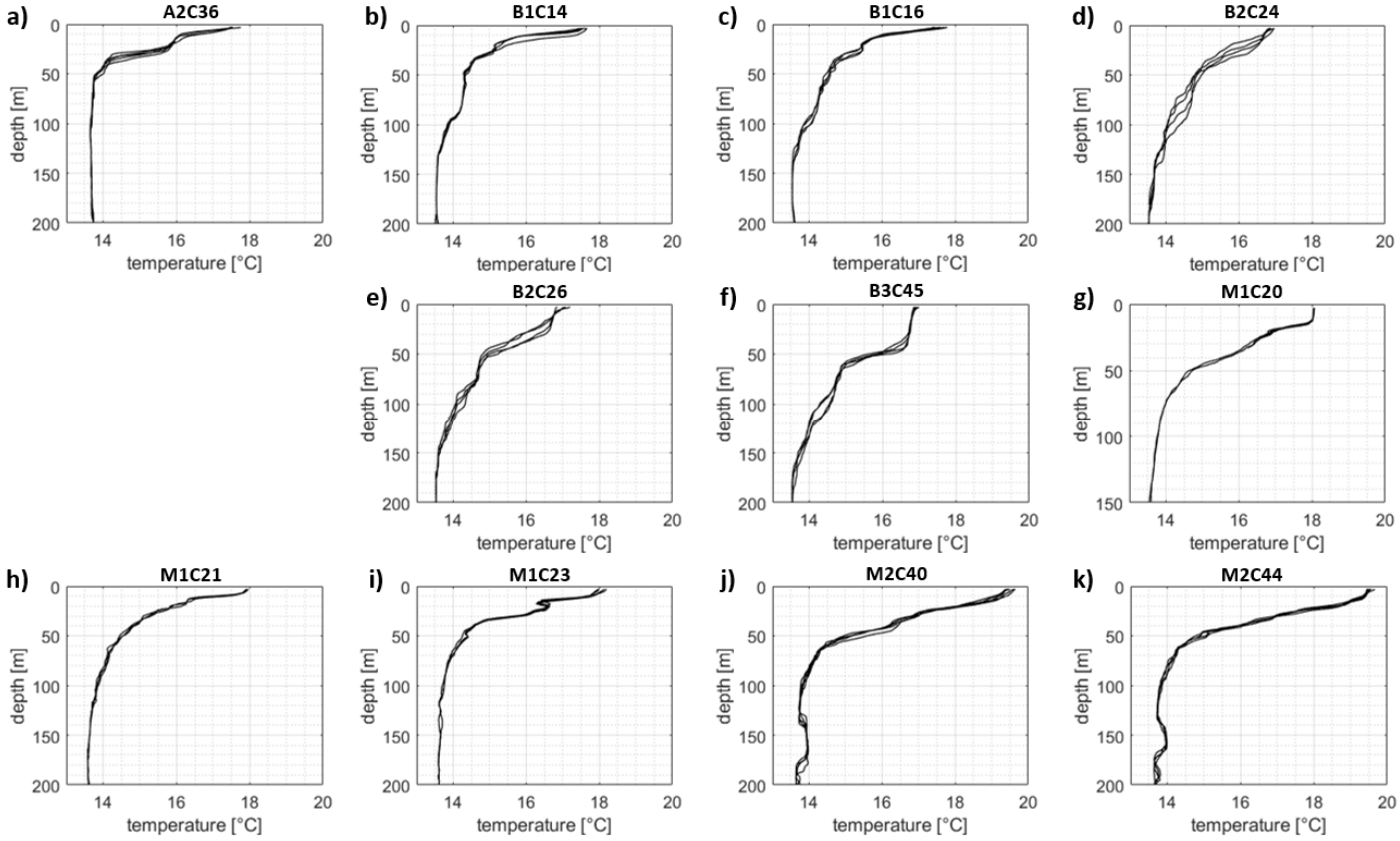

FIGURE 10. – Ensemble des profils de température mesurés par le VVP durant la campagne BIOSWOT-Med (2023).

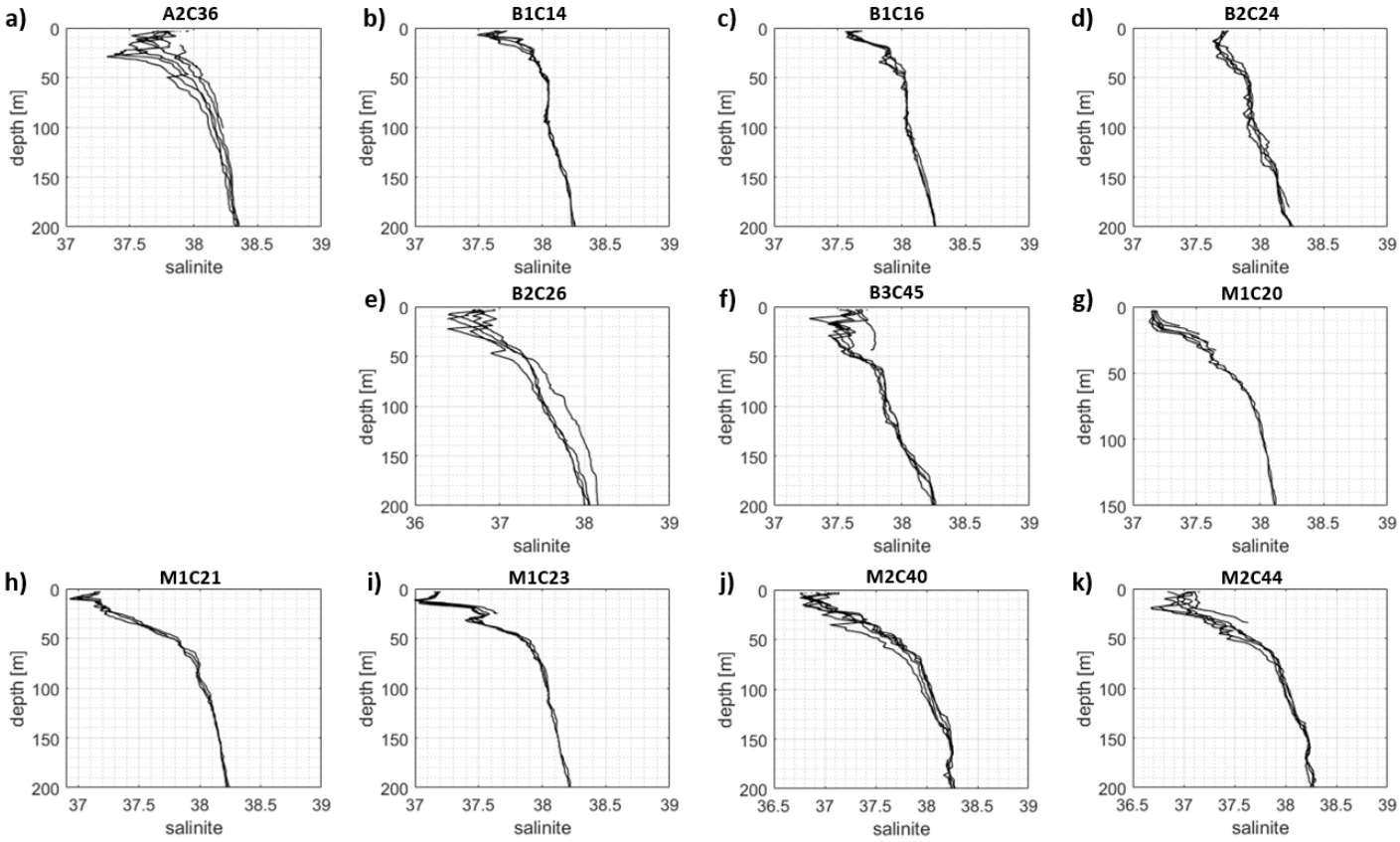

FIGURE 11. – Ensemble des profils de salinité mesurés par le VVP durant la campagne BIOSWOT-Med (2023).

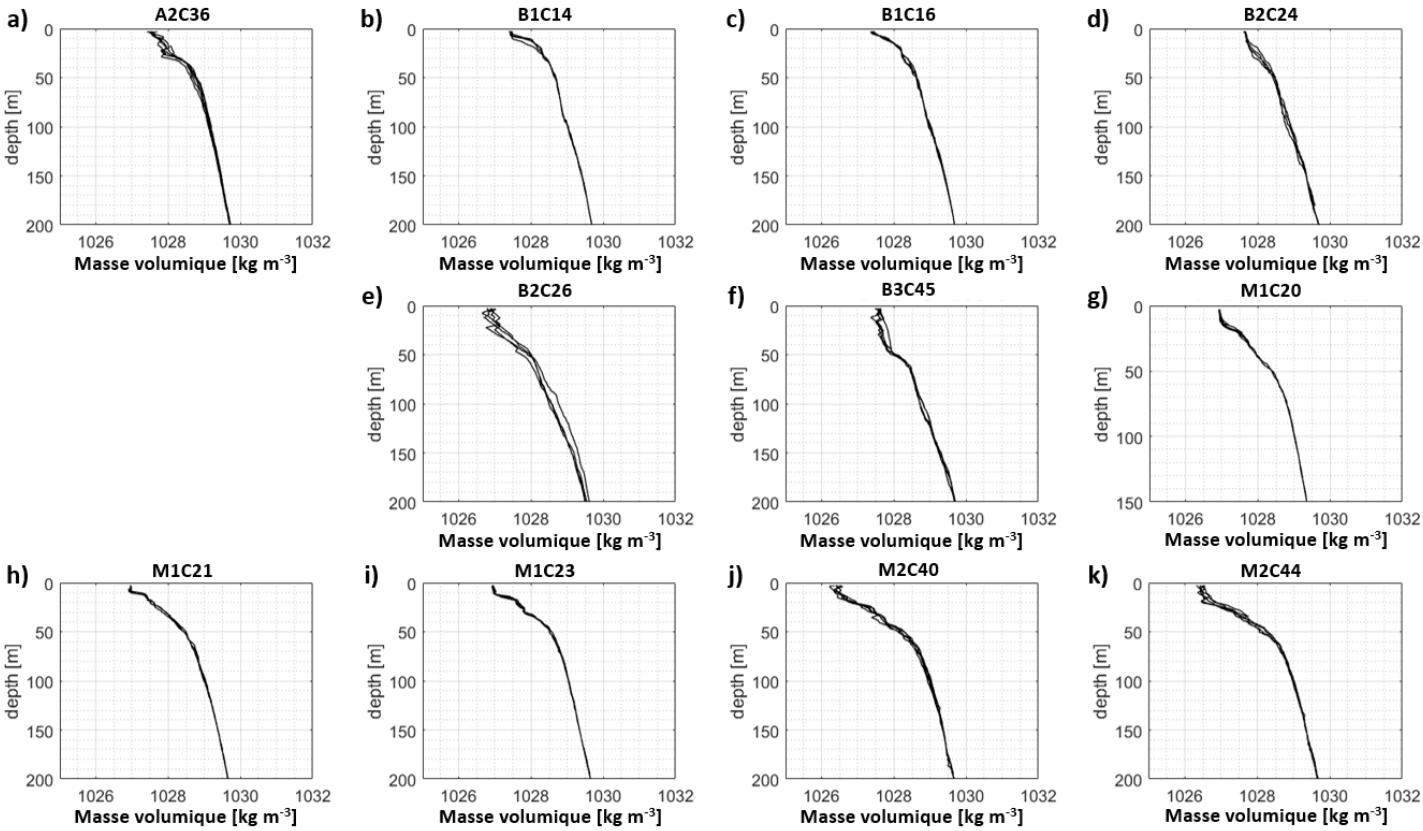

FIGURE 12. – Ensemble des profils de masse volumique mesurés par le VVP durant la campagne BIOSWOT-Med (2023).

Liste des figures

1.1 Illustration simplifiée de la circulation thermohaline, la circulation océanique de surface est représentée en orange, la circulation des eaux profondes est représentée en bleu, et les principales zones de formation d'eau profonde sont localisées par les cercles verts (figure tirée de Changements climatiques 2001 : Rapport de synthèse, GIEC). 2

2.1 a) Représentation du Gulf Stream, Franklin-Folder, 1768-1775. b) Représentation de la turbulence, Leonardo DaVinci, 1510-1512. c) Modélisation de la circulation océanique de surface, *Perpetual Ocean* NASA, 2011. 9

2.2 Diagramme spatio-temporel des principaux processus physiques et biologiques dans l'océan. Figure tirée de DICKEY 2003 10

2.3 Illustration du système de radar interférométrique en bande Ka à double fauchée du satellite SWOT (Source : CNES). 13

2.4 Concentrations de chlorophylle a dans un tourbillon de mésoéchelle au large de la Californie centrale le 18 septembre 2006, telles qu'observées par l'instrument MODIS de la NASA sur le satellite Aqua. a) Zoom sur les caractéristiques de sous-mésoéchelle, b) associées au tourbillon. Le tourbillon anticyclonique de mésoéchelle (boîte noire) présente des niveaux élevés de chlorophylle a sur son bord Est. Les flèches blanches représentent les vecteurs du courant géostrophique (généré par un équilibre entre les gradients de pression et les forces de Coriolis) estimé à partir des données d'anomalie du niveau de la mer. Les taches blanches indiquent les nuages. L'échelle de couleur logarithmique représente les concentrations de chlorophylle a en mg m^{-3}. Figure tirée de FASSBENDER et al. 2018 14

2.5 Représentation schématique des mécanismes passifs, actifs et réactifs. a) Déformations passives des patchs de phytoplancton existants par les courants de mésoéchelle, pouvant former des filaments de mésoéchelle. b) Changements des taux de croissance du phytoplancton entraînés par les flux de nutriments de mésoéchelle dans la zone euphotique pouvant conduire à la formation de patchs de phytoplancton au niveau des fronts profonds. c) Si les circulations de sous-mésoéchelle ne pénètrent pas dans la nutricline sous la zone euphotique au niveau des fronts peu profonds, il est peu probable que des patchs de phytoplancton se forment. d) Réactions du phytoplancton (e.g. croissance, compétition, nage, perte par broutage, etc.) et réactions comportementales des organismes de niveau trophique supérieur en réponse à des processus passifs et actifs. Figure tirée de LÉVY et al. 2018 15

2.6 Schéma d'un front généré après l'apparition d'une instabilité baroncline, créant des méandres, jusqu'à la perte de l'équilibre géostrophique donnant lieu à l'apparition de mouvement verticaux. Figure tirée de MAHADEVAN 2016 17

2.7 a) Illustration du principe de mesure par ADCP, vue de profil. Le vecteur vitesse mesuré le long des faisceaux (appelé vitesse radiale, flèches jaunes) correspond à la projection vectorielle du courant océanique (flèches bleues). b) Représentation de la portée de la mesure acoustique le long des faisceaux, découpée en multiples cellules, vue de profil. Illustrations du fonctionnement d'un ADCP à quatre faisceaux (source : Nortek). 18

2.8 Schémas illustrant le principe de déploiement (a) du *Lowered* ADCP, et (b) du *Free Fall* ADCP. Les ADCPs sont déployés en "yoyo" (phase descendante représentée en rouge, phase ascendante représentée en bleue), précédées ou non d'une phase fixe (en vert) selon la méthode. . 22

2.9 Illustration du FF-ADCP, déployé lors de la campagne BIOSWOT-Med 2023 (MIO). 22

2.10 Variabilité de l'orientation d'un ADCP (Workhorse 300 kHz) suivant sa méthode de déploiement a) sur carrousel et b) en chute libre. *pitch : angle de tangage, roll : angle de roulis*. Les distributions compilent l'ensemble des mesures d'orientation des ADCPs issues de la campagne FUMSECK 2019 (MIO). 23

2.11 a) Illustration du fonctionnement d'un glider sous-marin pour un cycle de plongée (modifiée de CAUCHY et al. 2023). b) Illustration du fonctionnement du VVP pour un cycle de plongée. 25
2.12 Schéma des éléments constitutifs du VVP. Figure tirée de FUDA et al. 2023. 26
2.13 Circulation générale des eaux de surface et bathymétrie en mer Ligure, adaptée de MILLOT et al. 2005. *NC : courant Nord, WCC : courant Ouest-Corse, ECC : courant Est-Corse.* La ligne pointillée représente la recirculation cyclonique de surface induite par le WCC et le NC. 28
2.14 Circulation générale des eaux de surface et bathymétrie en mer Méditerranée Nord-Occidentale, adaptée de MILLOT et al. 2005. *NC : courant Nord, BC : courant des Baléares, WCC : courant Ouest-Corse, NBF : Front Nord Baléares.* 31
2.15 Élévation de la surface de la mer mesurée par altimétrie a) SWOT et b) satellite classique. c) Image Sentinel 3 haute résolution de la concentration chlorophyllienne (vert sombre : 0.1 µg/l, orange sombre : 1µg/l) le 21 avril 2023 dans la zone de la campagne BIOSWOT-Med encadrée avec des tirets bleus sur a). Les trois principales zones d'échantillonnage A, F et B sont localisées et superposées aux filaments et fronts de fine échelle représentés par les flèches rouges. (Rapport de campagne BIOSWOT-Med, *in prep*). 32

3.1 Carte bathymétrique de la campagne FUMSECK. Les stations "vitesses verticales" sont représentées par des cercles rouges et la trajectoire du glider SeaExplorer est indiquée en pointillés verts. Ces données sont superposées à la trajectoire du navire océanographique *Tethys II* durant la campagne (trait noir), du 30 avril au 7 mai 2019. 42
3.2 Configuration du déploiement des ADCPs pour (a) la technique sur carrousel, (b) la technique en chute libre. 43
3.3 a) Illustration de la synchronisation des séquences de données de pression mesurées par ADCP (en bleu) et CTD (en vert). La séquence de données de pression CTD synchronisée sur la séquence de pression de l'ADCP est représentée en rouge. b) Distribution des écarts-types des différences de pression entre les séquences ADCP et CTD en fonction du décalage imposé. L'indice de synchronisation correspond à la valeur minimale, repérée par le cercle rouge. 45

3.4 Différences entre la pression mesurée par la CTD SBE (aux fréquences d'échantillonnage 24 Hz et 1 Hz) et la pression mesurée par le capteur du Sentinel V (à la fréquence d'échantillonnage 1 Hz). Même différence après calibration des mesures de pression de la CTD SBE par les coefficients de régression linéaire ($P_{CTD\,corr}$, à 1 Hz). La stabilité autour de 0 indique que l'on a corrigé la dérive de mesure du capteur de pression de la SBE qui se produit lors des phases de descente et de remontée. Les données présentées sont issues des mesures effectuées au niveau de la station 1 durant la campagne FUMSECK. 49
3.5 Schémas illustrant la découpe des extrémités supérieure et inférieure de profils verticaux de w, a) dans la méthode *lowered*, et b) dans la méthode *free fall*. 51
3.6 Schématisation de la convention sphérique pour les angles de tangage (a) et de roulis (b). 52
3.7 Profils de vitesses verticales mesurées par le cinquième faisceau de Sentinel V (L-V5th) (a) avant et (b) après l'application de la chaîne de traitement en fonction du temps et de la profondeur pour les mesures in situ à la station 6 de la campagne FUMSECK. 55
3.8 Vitesses verticales mesurées pour les stations 1 à 6 [(A1)-(F1)] par le L-ADCP classique et [(A2)-(F2)] par le L-V4. Les moyennes (lignes et marqueurs) et les écarts-types (zones ombrées) des vitesses verticales sont représentés en fonction de la profondeur pour chacune des phases d'acquisition : fixe à 10 m (vert), descente (rouge), et remontée (bleu). . 57
3.9 Vitesses verticales mesurées par le L-V5th pour les stations 1 (A) à 6 (F). Les moyennes (lignes et marqueurs) et les écarts-types (zones ombrées) des vitesses verticales sont représentés en fonction de la profondeur pour chacune des phases d'acquisition : fixe à 10 m (vert), descente (rouge), et remontée (bleu). 59
3.10 Vitesses verticales mesurées par le FF-ADCP pour les stations (b) 2 à (f) 6. Les moyennes (lignes et marqueurs) et les écarts-types (zones ombrées) des vitesses verticales sont représentés en fonction de la profondeur pour chacune des phases d'acquisition : descente (rouge) et remontée (bleu). 61

3.11 Écarts-types présentés pour chaque test de propagation des erreurs sur l'inclinaison des dalles, le tangage/roulis, les vitesses horizontales, la composante verticale w_s et les erreurs combinées (du bleu foncé au bleu clair, respectivement). 63
3.12 Biais générés par chaque test de propagation d'erreurs sur l'inclinaison des dalles, le tangage/roulis, les vitesses horizontales, la composante verticale w_s et les erreurs combinées (du bleu foncé au bleu clair, respectivement), avec $biais = w_{sub} - \overline{w'}$. 64
3.13 Vitesses verticales mesurées en phase de descente par le L-ADCP (bleu), le L-V4 (noir), le L-V5th (rouge), et le FF-ADCP (vert), pour les stations 1 (A) à 6 (F). Les moyennes (lignes et marqueurs) et les écarts-types (zones ombrées) des vitesses verticales sont tracés en fonction de la profondeur. 66
3.14 Moyennes et écarts-types des profils descendants de vitesses verticales, moyennés entre quatre couches,(a) 25−150 m, (b) 25−50 m, (c) 50−100 m, et (d) 100−150 m, selon les stations, et selon l'ADCP : L-ADCP (bleu), L-V4 (noir), L-V5th (rouge), et FF-ADCP (vert). 67

4.1 Modélisation de la situation météorologique (modèle WRF-ARW v4.2.1) le 5 mai 2019, représentant a) l'intensité du vent à 10 m à 05:00 am (UTC), b) l'évolution temporelle de l'intensité du vent et du flux de chaleur entre 00:00 et 12:00 am (UTC), et c) le flux de chaleur à 05:00 am (UTC) (BARRILLON et al. 2023). Par convention un flux négatif indique un transfert de chaleur de l'océan vers l'atmosphère, et inversement pour un flux positif. 78
4.2 Schéma bilan de la circulation générale durant la campagne FUMSECK, modifiée de BARRILLON et al. 2023 superposée à l'image satellite de chlorophylle de surface (en µg mL^{-1}) moyennée sur la période de la campagne FUMSECK (du 1er au 5 mai 2019). On distingue trois zones de circulation : le courant Liguro-Provençal (ou courant Nord, en violet), la recirculation cyclonique (en orange) et une zone intermédiaire (en vert). Les flèches rouges représentent les vecteurs de courants horizontaux moyennés sur 0 - 200 m et mesurés en station par le FF-ADCP, les cercles vectoriels représentent la composante verticale des courants moyennée sur 0 - 200 m et mesurée par le FF-ADCP. 79

4.3 a) Carte de la bathymétrie du bassin méditerranéen Nord-occidental. b) Zoom sur la mer Ligure, la position des stations modélisées est représentée par les cercles blancs, l'intensité et la direction des vents (prévisions ECMWF) à 10 m pour le 5 mai 2019, 07 :30 am sont représentées respectivement par la couleur de la carte et par les flèches. Les carrés verts représentent les positions des stations FUMSECK (positions d'échantillonnage in situ utilisées pour la validation du modèle). 83

4.4 Représentation des écarts quadratiques moyens (*rmsd*) entre données modélisées et les données in situ mesurées lors des 6 stations "vitesses verticales" de la campagne FUMSECK. a) *rmsd* des données de courantologie : u (carrés rouges), v (triangles rouges), $\sqrt{u^2+v^2}$ (en noir), et w (en vert). b) *rmsd* des données d'hydrologie : température (en orange), salinité (×10, en violet), masse volumique (×10, en noir). Les symboles carrés et ronds représentent le calcul basé sur les mesures in situ issues des CTD SBE 911 et RBR concerto respectivement. 85

4.5 Station 4 modélisée : a) flux totaux de surface en noir (flux de chaleur latente et sensible) et solaire en vert (le signe négatif correspond aux flux dirigés de l'océan vers l'atmosphère), b) température, c) salinité, d) concentration totale de chlorophylle, e) composante de vitesse horizontale Ouest - Est, f) composante de vitesse horizontale Sud - Nord, et g) composante de vitesse verticale. b) à g) MLD en ligne pointillée noire, observables représentées en fonction de la profondeur et du temps. . . 86

4.6 Oscillations quasi-inertielles à 30 m, vecteurs des courants horizontaux représentés sur leur première période, avec vitesse verticale ascendante en bleu, et descendante en rouge. L'heure de déclenchement de chacune des ellipses de courant est schématisée en ligne pointillée, pour le 5 mai 2019. 87

4.7 Spectres de puissance des vitesses verticales moyens sur 0-200 m (station 4) issus des tests de sensibilité : vent + marée en noir, vent + sans marée en bleu, sans vent + marée en vert, et sans vent + sans marée en rouge ; avec en gris : fréquence inertielle (également période inertielle) pour la latitude de la station modélisée (43.53 ° N). Les lignes pointillées représentent le cône d'influence de chaque test de sensibilité, selon la méthode d'analyse en ondelettes de TORRENCE et al. 1998. 88

4.8 a) Concentration de chlorophylle intégrée sur 0 - 200 m de profondeur, superposée aux vitesses verticales numériques à 40 m, à la station 4. b) Concentrations en oxygène et nitrates intégrées sur 0 - 200 m de profondeur à la station 4. La période d'activité de la tempête est représentée en jaune. 89
4.9 a) Image satellite de chlorophylle de surface (en mg L^{-1}) moyennée sur la période de la campagne FUMSECK (du 1er au 5 mai 2019). La zone d'application de l'équation-ω est représentée en rouge et la structure frontale étudiée est représentée par les pointillés rouges. b) Schéma de la grille Arakawa C, tirée de TZORTZIS 2022 94
4.10 a) et b) Interpolation des courants horizontaux (en rose) issue de l'étape d'*objective-mapping*, superposée aux courants horizontaux in situ mesurés par ADCP de coque (en noir) à une profondeur de a) 50 m et b) 98 m. c) et d) Interpolation des champs de densité (en kg m^{-3}) issue de l'étape d'*objective-mapping*, associée aux mesures in situ par le MVP (cercles colorés) à une profondeur de c) 50 m et d) 98 m. L'ensemble des données interpolées sont sélectionnées dans un IC95 (i.e. incluses dans un intervalle de confiance à 95 %). 96
4.11 Champs de courants verticaux issus de l'équation-ω (en m s^{-1}) aux profondeurs de a) 50 m, b) 98 m, et c) 170 m, pour un IC95. 97
4.12 a) et b) Interpolation de la densité (en kg m^{-3}) et des courants horizontaux (en rose) issus de l'étape d'*objective-mapping* superposés aux courants horizontaux in situ mesurés par ADCP de coque (en noir) à une profondeur de a) 50 m et b) 98 m. c) et d) Champs de vitesses verticales (w) en m s^{-1} obtenu par équation-ω dans sa forme **Q-vector** à une profondeur de c) 50 m et d) 98 m, superposés aux mesures in situ de w par le FF-ADCP (en rouge, tirées de COMBY et al. 2022). e) et f) Champs de w similaires aux précédents à une profondeur de e) 50 m et f) 98 m, superposés à la circulation générale de la zone d'étude avec le courant Nord (violet), la recirculation cyclonique (orange) et la zone intermédiaire (vert) (tirée de BARRILLON et al. 2023). 98

5.1 a) Vitesse verticale brute (en bleu) et lissée sur 6 secondes (en rouge) du VVP, calculée par différence temporelle de pression. La phase de remontée du VVP correspond aux vitesses négatives (ici $w_{VVP} = \frac{\Delta p}{\Delta t} < 0$ m s^{-1}), inversement pour la phase de plongée. b) Angles d'orientation du VVP donnés pour le tangage (en vert) et le roulis (en noir). c) Photographie du prototype de VVP tel qu'utilisé lors des mesures. Les données ont été récoltées lors d'une mission VVP-Test (2020). 108
5.2 a) Intérieur du canal à vent de la soufflerie du MIO. b) Photographie du VVP lors de l'ensemencement par micro-gouttelettes d'huile du canal à vent, vue arrière. c) Photographie du VVP en coupe transversale, le dispositif laser permet de visualiser l'effet de sillage en aval du VVP. d) Schéma du dispositif de test dans le canal à vent de la soufflerie du MIO (source H. Branger). 109
5.3 Cartographie des régimes de mouvements et trajectoires caractéristiques d'une sphère dans le plan (m∗, Re). Re correspond au nombre de Reynolds (rapport entre advection et force de viscosité) et m* au nombre de Galilée (rapport de densité solide / fluide). Figure tirée de HOROWITZ et al. 2010. 110
5.4 Photographie et schéma représentant le bassin et la fosse de la Comex (source : Comex). 111
5.5 Superposition d'images prises lors d'une phase de remontée du VVP dans la fosse de la Comex, dans ses configurations a) sans et b) avec empennage (source P. Le Gal). 111
5.6 Évolution du VVP, a) prototype simple (équilibre flotteur/lest) déployé lors de la campagne FUMSECK en 2019, b) prototype caréné à propulsion à hélice déployé lors des missions VVP-Tests en 2021, et c) version finale du VVP à hélice avec empennage déployé lors des campagnes PROTEVS-Gascogne et BIOSWOT-Med en 2022 et 2023. 113
5.7 Carte bathymétrique de la campagne PROTEVS-Gascogne 2022. Les stations "vitesses verticales" utilisant le VVP sont représentées en triangles bleus et le FF-ADCP représentées en cercles rouges. 115
5.8 Photographies illustrant les étapes a) de déploiement depuis le bord, et b) de récupération par zodiac du VVP à bord du N/O *L'Atalante*. 116
5.9 Ensemble des profils de mesures effectués par le VVP durant la campagne PROTEVS-Gascogne (2022). 117

5.10 Séries temporelles interpolées des vitesses verticales océaniques (W_{oc}) mesurées par le VVP lors de la campagne PROTEVS-Gascogne (2022). Notons que les profondeurs sont différentes à chaque date de déploiement et l'échelle de vitesse verticale du 12/09 diffère des autres dates. . 119
5.11 a) et b) Profils de vitesses verticales océaniques mesurées par le FF-ADCP (en rouge) et le VVP (en bleu) lors de la campagne PROTEVS-Gascogne (2022) pour a) la journée du 18 septembre, et b) la matinée du 23 septembre. c) et d) Profils de vitesses verticales océaniques moyennes mesurées par le FF-ADCP tels que présentés dans les figures a) et b) respectivement, associés à leurs écarts-types (zones ombrées). 121

6.1 Trajectoire des fauchées SWOT (rouge) pendant la première phase, dite de *fast sampling* et positionnement des campagnes et infrastructures d'observation adoptées par le consortium SWOT-AdAC. Source : swot-adac.org (2023). 126
6.2 Carte bathymétrique de la campagne BIOSWOT-Med, du 20 avril au 15 mai 2023. Stations "vitesses verticales" utilisant le FF-ADCP représentées en cercles rouges et le VVP représentées en triangles bleus, regroupement des stations selon 4 régions : (A) Nord du front, (F) Front, (B) Sud du Front, (M) tourbillons au Sud de Minorque. La position approximative du front durant la campagne est représentée par la flèche en pointillés jaunes. 128
6.3 Photographies illustrant les dispositifs utilisés pour la mesure des vitesses verticales lors de la campagne BIOSWOT-Med 2023. a) Treuil utilisé pour la remontée du FF-ADCP. b) Déploiement du FF-ADCP. c) Photographie des deux VVPs embarqués en début de mission. d) Déploiement d'un VVP. 129
6.4 Vitesses verticales mesurées par le FF-ADCP pour une sélection de stations de la campagne BIOSWOT-Med (2023). Les valeurs moyennes sont représentées par les lignes, les écarts-types sont représentés par les zones ombrées autour de chaque valeur moyenne. 131

6.5 Distribution en boites à moustaches de l'ensemble des vitesses verticales mesurées par FF-ADCP et regroupées par station durant la campagne BIOSWOT-Med (2023). Les valeurs moyennes des distributions sont représentées en rouge, les écarts-types centrés autour de leur moyenne en rectangle noir, et les *outliers* en pointillés noirs. La ligne en pointillés bleue représente la vitesse nulle, les seuils − 0.03 m s^{-1} et + 0.02 m s^{-1} sont matérialisés par les lignes orange. source : E. Lefèvre (stage M1). . 132
6.6 Ensemble des profils de vitesses verticales océaniques mesurés par le VVP durant la campagne BIOSWOT-Med (2023). 134
6.7 Distribution en boites à moustache des vitesses verticales mesurées par FF-ADCP regroupées par période de la journée. Les valeurs moyennes des distributions sont représentées en rouge, les écarts-types centrés autour de leur moyenne en rectangle noir, et les *outliers* en pointillés noirs. La ligne en pointillés bleue représente la vitesse nulle. Les mesures effectuées entre 07 : 00 et 09 :00 am correspondent au matin (en bleu), entre 01 :00 et 03 :00 pm correspondent à l'après-midi (en vert), entre 07 :00 et 09 :00 pm correspondent au soir (en orange), et entre 01 :00 et 03 :00 am correspondent à la nuit (en gris). source : E. Lefèvre (stage M1).135
6.8 Ensemble des profils moyens de vitesses verticales mesurés par le FF-ADCP (en rouge) et le VVP (en bleu), durant la campagne BIOSWOT-Med (2023). 136
6.9 Séries temporelles des mesures de vitesses verticales par le VVP (valeurs dans les cercles noirs, profils montants) superposées aux profils temporels de vitesses verticales mesurées par le FF-ADCP (profils descendants).137

1 Comparaison des données de concentration en chlorophylle issue du modèle Eco3M-S avec deux sources indépendantes de données in situ : **a - c)** mesures HPLC au site Boussole (données transmises par Vincenzo Vellucci, 2023, Laboratoire d'Océanographie de Villefranche - UMR 7093), avec a) les profils de concentration chlorophyliennes, b) les ratios de ces concentrations intégrées sur 0 - 200 m classés par jour et par taille, et c) idem que (b) pour les concentrations totales ; **d - g)** mesures de fluorescence par le glider SeaExplorer sur sa trajectoire de son déploiement dans le cadre de la campagne FUMSECK 2019, avec d) le ratio des concentrations intégrées sur 0 - 200 m, e) la distribution de probabilité de ces ratios, f) la série temporelle normalisée des mesures par glider, et g) la série temporelle normalisée issue du modèle. XXIX

2 Matrice d'auto-covariance calculée sur le champ de masse volumique mesurée in situ lors de la campagne FUMSECK et après l'étape d'*objective-mapping* par le solveur de PIETRI et al. (2021). XXXI

3 Matrice d'erreur appliquée au champ de vitesse zonale (u, composante horizontale du courant) correspondant à l'intervalle de confiance après l'étape d'*objective-mapping* sur les données de la campagne FUMSECK, aux niveaux de profondeur : a) 26 m, b) 50 m, c) 98 m, et d) 170 m. . . . XXXII

4 Vitesses verticales mesurées par le FF-ADCP au niveau des stations d'échantillonnage de la masse d'eau A durant la campagne BIOSWOT-Med (2023). Les valeurs moyennes sont représentées par les lignes, les écarts-types sont représentés par les zones ombrées autour de chaque valeur moyenne. XXXIV

5 Vitesses verticales mesurées par le FF-ADCP au niveau des stations d'échantillonnage de la masse d'eau B durant la campagne BIOSWOT-Med (2023). Les valeurs moyennes sont représentées par les lignes, les écarts-types sont représentés par les zones ombrées autour de chaque valeur moyenne. XXXV

6 (suite) Vitesses verticales mesurées par le FF-ADCP au niveau des stations d'échantillonnage de la masse d'eau B durant la campagne BIOSWOT-Med (2023). Les valeurs moyennes sont représentées par les lignes, les écarts-types sont représentés par les zones ombrées autour de chaque valeur moyenne. XXXVI

7 Vitesses verticales mesurées par le FF-ADCP au niveau des stations d'échantillonnage de la masse d'eau F durant la campagne BIOSWOT-Med (2023). Les valeurs moyennes sont représentées par les lignes, les écarts-types sont représentés par les zones ombrées autour de chaque valeur moyenne. XXXVII
8 Vitesses verticales mesurées par le FF-ADCP au niveau des stations d'échantillonnage de la masse d'eau M durant la campagne BIOSWOT-Med (2023). Les valeurs moyennes sont représentées par les lignes, les écarts-types sont représentés par les zones ombrées autour de chaque valeur moyenne. XXXVIII
9 (suite) Vitesses verticales mesurées par le FF-ADCP au niveau des stations d'échantillonnage de la masse d'eau M durant la campagne BIOSWOT-Med (2023). Les valeurs moyennes sont représentées par les lignes, les écarts-types sont représentés par les zones ombrées autour de chaque valeur moyenne. XXXIX
10 Ensemble des profils de température mesurés par le VVP durant la campagne BIOSWOT-Med (2023). XL
11 Ensemble des profils de salinité mesurés par le VVP durant la campagne BIOSWOT-Med (2023). XLI
12 Ensemble des profils de masse volumique mesurés par le VVP durant la campagne BIOSWOT-Med (2023). XLII

Liste des tableaux

2.1 Tableau récapitulatif des caractéristiques des structures océaniques selon les différentes échelles d'observation. 11

3.1 Caractéristiques des capteurs de pression 48