

LICENCE SCIENCE DE LA MATIÈRE  
*École Normale Supérieure de Lyon*  
*Université Claude Bernard Lyon I*

Stage 2023-2024  
Boux de Casson Léo  
L3 Physique  
[leo.boux\\_de\\_casson@ens-lyon.fr](mailto:leo.boux_de_casson@ens-lyon.fr)

---

## Évaluation des estimations satellites des courants océaniques de surface au moyen de données de flotteurs dérivants

---

**Résumé :** La couche de surface de l'océan est le siège de dynamiques à différentes échelles spatiales et temporelles. L'altimétrie conventionnelle est la méthode historique pour estimer les courants de surface aux grandes échelles, cependant elle peine à résoudre les dynamiques plus fines qui sont pourtant primordiales pour comprendre les transports d'énergies entre l'atmosphère la couche de surface et l'intérieur de l'océan. Le nouveau satellite SWOT a été développé pour avoir une résolution plus fine, et l'objectif de ce rapport est de tester ces nouvelles capacités d'observation en mobilisant des données de flotteurs lagrangiens qui échantillonnent le champ de vitesse en mer Méditerranée. Une méthode de traitement de données est développée pour pouvoir comparer les résultats des confrontations entre vitesses de flotteurs et vitesses de champ. Les vitesses de champs proviennent soit des champs cartographiés avec l'algorithme MIOST, soit directement des données de la trace du satellite SWOT. Ces champs de hauteur de mer sont inversés pour obtenir les courants en utilisant deux méthodes, l'inversion géostrophique ou bien cyclogéostrophique.

**Mots clefs :** océanographie, comparaison eulérienne, submésoscale, traitement de données

**Codes et résultats :** [https://github.com/bouxdecl/MEOM\\_internship\\_2024](https://github.com/bouxdecl/MEOM_internship_2024)

Encadrement :

**Julien le Sommer et Vadim Bertrand**  
[julien.lesommer@univ-grenoble-alpes.fr](mailto:julien.lesommer@univ-grenoble-alpes.fr)

Institut des Géosciences de L'Environnement  
Équipe MEOM

Bâtiment OSUG B 460 rue de la Piscine  
38400 Saint-Martin-d'Hères France  
<https://www.ige-grenoble.fr>



# Remerciements

## Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Présentation des phénomènes physiques impliqués</b>	<b>1</b>
2.1	Échelles et phénomènes principaux en océanographie physique . . . . .	1
2.2	Géostrophie et Cyclogéostrophie . . . . .	3
2.3	Phénomènes dans la couche de surface . . . . .	4
2.3.1	Spirale d'Ekman . . . . .	4
2.3.2	Oscillations inertielles . . . . .	4
<b>3</b>	<b>Réseaux d'observations</b>	<b>5</b>
3.1	Mesures indirectes par altimétrie . . . . .	5
3.1.1	La mission SWOT . . . . .	5
3.1.2	Niveaux des données utilisées . . . . .	6
3.2	Drifters Lagrangiens . . . . .	6
<b>4</b>	<b>Méthode de traitement des données</b>	<b>8</b>
4.1	Filtrage des drifters . . . . .	8
4.2	Traitement des champs . . . . .	9
4.3	Forme des résultats et découpage en scènes . . . . .	10
<b>5</b>	<b>Résultats</b>	<b>10</b>
5.1	Analyse des champs non filtrés . . . . .	10
5.2	Comparaison eulérienne pour champs cartographiés (L4 MIOST) . . . . .	12
5.3	Comparaison eulérienne sur la trace (L3 SWOT) . . . . .	13
5.3.1	Analyse statistique . . . . .	13
5.3.2	Analyse par scènes de 3 jours . . . . .	15
<b>6</b>	<b>Conclusion et perspectives</b>	<b>17</b>
<b>A</b>	<b>Niveaux de filtrages de champ</b>	<b>19</b>
<b>B</b>	<b>Visualisation de scènes</b>	<b>20</b>

## 1 Introduction

L'étude de la dynamique des courants de surface est une branche importante de l'océanographie physique. L'étude de ces courants présente de nombreuses applications théoriques et pratiques, allant de la modélisation des échanges énergétiques et gazeux à l'interface entre l'océan et l'atmosphère à l'étude des populations de planctons en passant par le routage des navires. La compréhension de ces courants est notamment primordiale pour comprendre les mécanismes d'échanges entre la couche de surface et l'intérieur de l'océan, jouant un rôle central dans le système climatique.

Une des principales méthodes d'observation indirecte de ces courants est l'altimétrie, le premier satellite ayant été lancé en 1970. La mesure de la hauteur de la surface de l'océan permet en effet de reconstituer les courants de grande échelle. L'altimétrie conventionnelle a permis de grandes avancées, mais peinent à résoudre les phénomènes de plus petites échelles qui sont au cœur des échanges verticaux dans la couche de surface. Fin 2022, un nouveau satellite a été lancé dans le cadre de la mission SWOT (Surface Water Ocean Topography) afin de fournir une meilleure résolution. Ce satellite est le premier utilisant une technologie d'interférométrie qui permet de mesurer la hauteur de mer sur une largeur de 120km, contrairement aux anciens satellites ne mesurant qu'aux points sous-jacents à leur orbite, les champs devant être déduits par interpolation.

L'objectif de ce stage est de mobiliser des données de flotteurs lagrangiens (*drifters*) lâchés au niveau de la trace du satellite SWOT afin de confronter leurs trajectoires à la reconstruction des courants par altimétrie. Ce rapport décrit donc les travaux effectués dans le but de mieux délimiter les nouvelles capacités d'observations permises par le satellite SWOT.

## 2 Présentation des phénomènes physiques impliqués

L'océanographie physique est l'étude des mouvements dans l'océan et du transport d'énergie et de particules résultant. Les fluides géophysiques ont deux caractéristiques principales : un référentiel en rotation ( $\Omega$ ) et une stratification verticale (flottabilité  $b = -g\rho/\rho_0$ , où  $\rho_0$  est une densité de référence). Selon les échelles étudiées, la démarche générale est de simplifier l'équation de Navier Stokes et d'injecter les forces prépondérantes pour l'échelle étudiée : conditions atmosphériques, bathymétrie, marées...

Notons  $L$  l'échelle typique des distances,  $U$  celle des vitesses,  $P$  celle des pression et  $N \sim \sqrt{\partial b / \partial z}$  la fréquence de Brunt-Väisälä. On écrit l'équation de Navier Stokes en négligeant la composante horizontale de la force de Coriolis et en se plaçant à paramètre de Coriolis  $f$  constant ( $f \equiv 2\Omega \sin(\theta)$  où  $\theta$  est la latitude) :

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + (\mathbf{u} \cdot \nabla) \mathbf{u} = -\frac{P}{\rho_0 U^2} \nabla p + \frac{1}{Fr^2} b \hat{\mathbf{z}} - \frac{1}{Ro} \hat{\mathbf{z}} \times \mathbf{u} + \frac{1}{Re} \nabla^2 \mathbf{u} \quad (1)$$

le temps a été dimensionné par  $L/U$ ,  $\mathbf{u}$  est le champ de vitesses,  $p$  la pression et  $\hat{\mathbf{z}}$  la verticale locale. On a ainsi introduit trois nombres sans dimensions, les nombres de Rossby Ro, Froude Fr, et Reynolds Re, qui compare respectivement l'advection au terme de Coriolis, l'advection à la flottabilité et l'advection à la diffusion :

$$Ro \equiv \frac{U}{fL}, \quad Fr \equiv \frac{U}{NL}, \quad Re \equiv \frac{UL}{v} \quad (2)$$

L'équation de conservation de la flottabilité permet de relier  $b$  à  $\mathbf{u}$  et ainsi de fermer le système. Ces nombres sans dimensions permettent de dégager différents régimes selon l'échelle de l'océan étudiée.

### 2.1 Échelles et phénomènes principaux en océanographie physique

À partir des nombres sans dimensions définis précédemment, on identifie différentes échelles :

- l'**échelle synoptique** de la macro-turbulence océanique ( $\sim 200\text{km}$ -planétaire), où le terme de Coriolis domine largement devant la stratification et l'advection. En considérant un équilibre hydrostatiques à pour ces grandes échelles ( $p = -g \nabla \eta$ , où  $\eta$  est la hauteur de la mer définie par rapport à une référence), on obtient ainsi l'équation du courant géostrophique  $\mathbf{u}_g$  (eq.3) :

$$f (\hat{\mathbf{z}} \times \mathbf{u}_g) = -g \nabla \eta \quad (3)$$

Cette modélisation donne de très bons résultats pour les grandes échelles. La quasi-géostrophie, qui prend en compte la stratification et un quasi-équilibre entre forces de Coriolis et gradients de pression, fait parties des équations de base (*primitive equations*) des modèles de circulation océanique.

- la **mésoéchelle** ( $\sim 20 - 200\text{km}$ ), caractérisée par des tourbillons géostrophiques qui représentent environ 90% de l'énergie cinétique océanique. Si la hauteur de mer présente un minimum (resp. maximum) local, les courants résultants ont une structure de cyclone (resp. anticyclone).

Cette échelle est le point de départ de la cascade énergétique inversée propre à la dynamique océanique : de l'énergie est transférée vers les grandes échelles par l'interaction de tourbillons géostrophiques et les instabilités barocliniques. De l'énergie potentielle issue des gradients horizontaux de densité est convertie en énergie cinétique à grande échelle.

Une part de l'énergie est également transférée vers des échelles plus fines au niveaux des limites de tourbillons et par la formation de fronts (forts gradients horizontaux).

- la **submésoéchelle** ( $\sim 200\text{m}$  à  $50\text{km}$ ) est caractérisée par un Rossby proche de 1, l'advection devient non négligeable. C'est l'échelle de transition entre les mouvements de grande échelle, où la dimension verticale  $H$  des phénomènes est négligeable ( $H/L < 10^{-2}$ ) et les mouvements de turbulence stratifiée ( $L \sim 1 - 100\text{m}$ ;  $Fr > 1$ ) qui débutent la cascade énergétique vers les petites échelles avec la turbulence 3D pour  $L < 1\text{m}$ ;  $Fr < 1$ . La submésoéchelle est donc caractérisée par de forts mouvements verticaux, avec une divergence des courants de surfaces. Les phénomènes submésoéchelle amènent une restratification des couches de surface au niveau de la genèse des fronts. Des échanges entre la couche de mélange et l'intérieur de l'océan en résultent. La figure 1 illustre les différents phénomènes méso et subméso évoqués. Elle est tirée de l'article de référence *Submesoscale Dynamics in the Upper Ocean*, Taylor, 2023 [1].

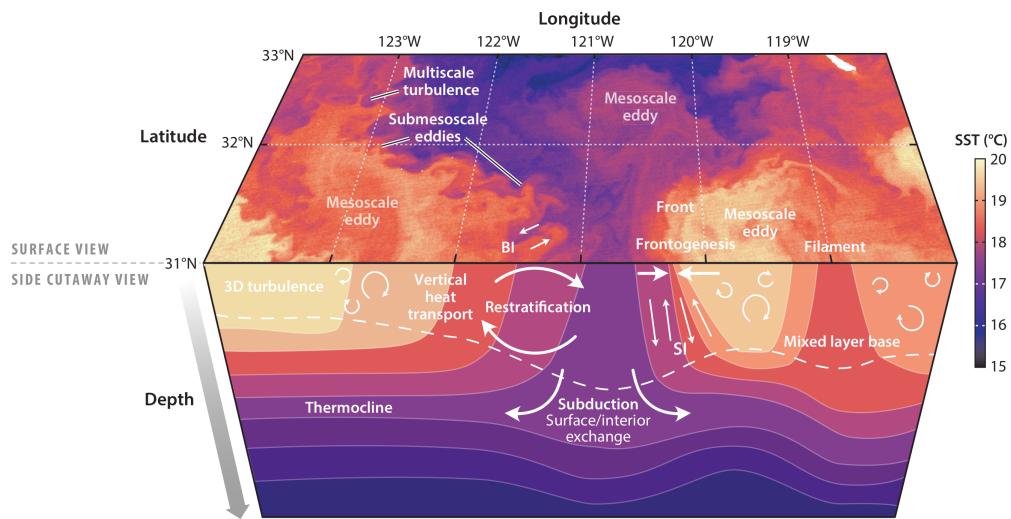


FIGURE 1 – Processus méso et submésoéchelle, un degré de latitude correspond à environ 60km  
SST=Sea Surface Temperature, BI=baroclinic instabilities, SI=symmetric instability  
Issu de *Submesoscale Dynamics in the Upper Ocean*, Taylor, 2023 [1]

L'étude de la submésoéchelle est cruciale, tant pour comprendre les interactions entre échelles qui mènent aux cascades énergétiques et ainsi mieux implémenter les modèles numériques qui

ne peuvent pas prendre en compte des phénomènes étalés sur 9 ordres de grandeurs ( $1\mu m - 1000km$ ), que pour décrire les transports entre la surface et l'intérieur de l'océan. Ces transports verticaux contrôlent en grande partie l'interaction océan-atmosphère, les flux de gaz résultants jouent un rôle majeur dans le système climatique. Ces transports verticaux submésoséchelle sont aussi l'objet de nombreux papiers de biologie marine, concernant le transport de nutriments et les populations de planctons.

On définit plus précisément les différents régimes en utilisant le premier rayon de déformation de Rossby  $L_R$  qui dépend de la stratification et la latitude. Il représente l'échelle typique où la rotation devient dominante devant la stratification et les ondes de gravité.

En partant de la quasi-géostrophie, on extrait l'équation (4) sur la vitesse verticale  $\phi(z)$  du fluide, dont les valeurs propres sont  $c_m = \frac{1}{m\pi} \int_{-h}^0 N(z) dz$ ,  $m = 1, 2, 3 \dots$ .

$$\frac{d^2\phi}{dz^2} + \frac{N^2(z)}{c^2}\phi = 0, \quad \phi(z=0) = 0, \quad \phi(z=h) = 0 \quad (4)$$

Et on définit, pour des latitudes  $> 5^\circ$ ,  $L_R \equiv c_1/|f(\theta)| \sim \sqrt{gh}/f$  où  $h$  est la profondeur de l'océan. Ainsi le rayon de déformation de Rossby est plus fort à l'équateur et quand la stratification est forte (pour les détails mathématiques et une discussion sur la répartition spatiale, voir Chelton 1997 [2]). Le rayon typique des tourbillons mésoséchelles (les plus nombreux et énergétiques) est de 2-3 rayons de Rossby, soit environ 30km en Méditerranée. Cela correspond au pic d'intensité dans le spectre des fréquences spatiales pour l'énergie cinétique (Ajayi, Le Sommer 2020, [3]). En deçà, on trouve la submésoséchelle et au dessus la cascade énergétique inverse pour les grandes échelles.

## 2.2 Géostrophie et Cyclogéostrophie

À partir de la mésoséchelle et surtout pour la submésoséchelle, on ne peut plus totalement négliger l'accélération advective devant l'accélération de Coriolis. Cela est d'autant plus vrai pour les zones avec de fort courants, par exemple dans le canal Mozambique ou bien la mer d'Alboran entre l'Espagne et le Maroc : le nombre de Rossby se rapproche de l'unité et les courants de surface présentent une erreur de l'ordre de 30% (Penven & al. 2014 [4]). En ajoutant le terme  $(\mathbf{u} \cdot \nabla)\mathbf{u}$ , on obtient le courant cyclogéostrophique  $\mathbf{u}_c$  que l'on peut exprimer en fonction du courant géostrophique :

$$\mathbf{u}_c - \frac{\hat{\mathbf{z}}}{f} \times (\mathbf{u}_c \cdot \nabla)\mathbf{u}_c = \mathbf{u}_g \quad (5)$$

Cette correction réévalue à la hausse l'énergie cinétique des anticyclones et à la baisse celle des cyclones (accélération centripète). L'équation cyclogéostrophique étant non linéaire, plusieurs méthodes ont été développées pour la résoudre [4] :

- si on considère des tourbillons circulaires, le terme non linéaire se simplifie en  $u/R\mathbf{e}_r$  et on retrouve l'équation du vent thermique ayant une solution analytique
- approche perturbative (le terme non linéaire est d'ordre 1 par rapport au nombre de Rossby)
- approche itérative  $\mathbf{u}^{(n+1)} = \mathbf{u}_g + \hat{\mathbf{z}}/f \times (\mathbf{u}^{(n)} \cdot \nabla \mathbf{u}^{(n)})$
- approche variationnelle par descente de gradient sur  $J(\mathbf{u}_c) = \left\| \mathbf{u}_c - \frac{\hat{\mathbf{z}}}{f} \times (\mathbf{u}_c \cdot \nabla \mathbf{u}_c) - \mathbf{u}_g \right\|^2$

L'approche variationnelle est la méthode la plus prometteuse et sera utilisée durant ce stage. Elle a été optimisée en python par Vadim Bertrand dans le paquet [jaxparrow](#), qui se base sur la librairie [jax](#) permettant de différencier automatiquement des fonctions.

À noter que les modèles géostrophiques et cyclogéostrophiques ne sont plus valables pour des échelles inférieures à quelques kilomètres car ils ne considèrent qu'un écoulement horizontal et donc ne peuvent pas décrire les processus de transports verticaux de la submésoséchelle.

De plus, certains phénomènes non équilibrés peuvent perturber le niveau de la mer. Les marées barotropes sont usuellement enlevées des signaux de hauteur de mer lors du prétraitement des données,

mais certaines perturbations persistent. Ces perturbations seront donc inversées comme si le signal était purement (cyclo-)géostrophique, ce qui représente une autre source d'erreur dans la reconstruction des courants. On peut noter :

- les marées baroclines et ondes de gravité interne de petite échelle
- les phénomènes dues à la bathymétrie : ondes orographiques et colonnes de Taylor au dessus de monts sous-marins

## 2.3 Phénomènes dans la couche de surface

Les trois paragraphes suivants présentent les principaux phénomènes physiques présents dans la couche de surface de l'océan qui ont une signature dans la trajectoire des drifters SVP dérivant à 15m utilisés dans ce stage. La couche de surface, caractérisée par un mélange turbulent, un forçage atmosphérique proche de la surface et la transition avec les courants profonds, principalement géostrophiques. On peut distinguer plusieurs couches dans les 100 premiers mètres [5] :

- les courants interfaciaux dans la couche de friction avec l'atmosphère (mm-cm, seconds)
- les courants de la couche de flux constant (10cm-10m, heures), avec un profil de vitesses logarithmique de la profondeur
- les courants de la spirale d'Ekman (10-100m, jours) qui font la transition avec l'océan profond

### 2.3.1 Spirale d'Ekman

Lorsqu'un vent applique un forçage constant sur plusieurs jours sur la couche de friction, les forces visqueuses entre couches de fluides et la force de Coriolis s'équilibrivent et forme un profil de vitesse de spirale logarithmique dans la profondeur appelé spirale D'Ekman, voir fig. 2, 1 : Vent ( $\tau_x, \tau_y$ ), 2 : forces visqueuses, 3 : courant résultant ( $u_e, u_e$ ), 4 : force de Coriolis ([wikipedia](#)). Une spirale d'Ekman stable est caractérisée par son épaisseur  $h_e$  et le frottement fluide  $r_e$  qui dépendent de l'intensité de la stratification et de la turbulence. Les courants horizontaux ( $u_e, v_e$ ) résultants vérifient le système 6 (théorie et estimations variabilité des paramètres : voir [6]). Le transport intégré sur l'épaisseur est toujours dirigé vers la droite dans l'hémisphère nord.

$$\begin{aligned} fh_e u_e + r_e v_e &= \tau_y / \rho \\ r_e u_e - fh_e v_e &= \tau_x / \rho \end{aligned} \quad (6)$$

### 2.3.2 Oscillations inertielles

Dans le domaine temporel, deux fréquences délimitent la propagation d'ondes dans la couche de surface : la fréquence de Coriolis  $f$  (rotation) et la fréquence de Brunt-Väisälä  $N$  (stratification). Avec une hypothèse de faible profondeur  $H \ll 100\text{km}$ , on déduit de la relation de dispersion 7 entre  $\omega$  la pulsation et  $k$  le nombre d'onde horizontal que ces ondes dites inertielles sont proches de la fréquence de Coriolis (source : [7]).

$$\omega^2 = f^2(1 + k^2 L_R^2) \quad (7)$$

Ces ondes sont principalement excités par la relaxation d'un cisaillement causé par un vent de surface brutal (heures/jours), d'une taille typique de  $100 - 1000\text{km} \gg L_R$ , ce qui justifie  $\omega^2 \approx f^2$ . Les ondes inertielles peuvent également être excitées par des ondes internes de grande longueur d'onde. On peut modéliser le courant de surface résultant  $\mathbf{u} = (u, v)$  par le système 8 où  $(\tau_x, \tau_y)$  est le forçage du vent et  $(h, r)$  une épaisseur et un frottement fluide dépendant de la turbulence locale.

$$\begin{aligned} \partial_t u - fv &= \tau_x / h \rho - ru \\ \partial_t v + fu &= \tau_y / h \rho - rv \end{aligned} \quad (8)$$

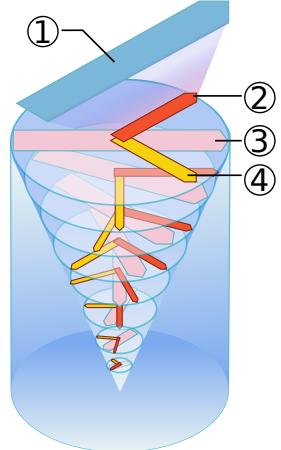


FIGURE 2 – Spirale d'Ekman  
voir texte

Les trajectoires solutions présentent des oscillations couplées de  $u$  et  $v$ , que l'on verra apparaître pour les drifters sous la forme de petites boucles dans les trajectoires. La fréquence de ces boucles est donc proche de la fréquence de Coriolis pour la méditerranée, soit  $19 - 20h$ .

### 3 Réseaux d'observations

Cette partie décrit les instruments de mesures des données utilisées : des mesures de niveau de la mer par altimétrie (dont ceux de la mission SWOT) et des drifters lagrangiens.

#### 3.1 Mesures indirectes par altimétrie

L'altimétrie conventionnelle est la méthode historique pour obtenir étudier l'océan à l'échelle globale. Le premier satellite a été lancé en 1973. Les données d'altimétrie conventionnelle utilisées pour ce stage proviennent de 9 satellites, échantillonnent à  $1Hz$  le niveau de la mer sur une ligne 1D, au point nadir de leur position (opposé du zénith), cela correspond à un point tout les 6-7km. Les données recueillis par la constellation de satellites résolvent bien les dynamiques océaniques équilibrées (hydrostatique, quasi-géostrophique, thermocline...) des grandes échelles ( $>120km$ ) [8]. La mission SWOT (Surface Water Ocean Topography) a lancé fin 2022 un satellite ayant une nouvelle technologie, permettant de résoudre des phénomènes à la limite de la submésoscale (15-30km et plus).

Différentes grandeurs sont utilisées en altimétrie pour rendre compte de la hauteur de la mer. La plus commune est la **SSH** (Sea Surface Height) définie comme la différence entre la surface de l'océan et l'ellipsoïde de référence. Une fois assez de données recueillies au cours du temps sur une zone, on moyenne la SSH pour obtenir la **MSS** (Mean sea surface), qui dépend donc de la période de mesure. Finalement la **SLA** (Sea level Anomaly)  $\equiv SSH - MSS$  est la grandeur utile. Les données utilisées pour ce stage sont les SLA obtenues à partir d'un MSS d'altimétrie conventionnel. Un meilleur MSS pourra être produit grâce aux données SWOT dans quelques années.

##### 3.1.1 La mission SWOT

La figure 3 est un schéma de principe du satellite de la mission SWOT. L'instrument principal est un interféromètre Ka-Band ( $f = 35.75 GHz$ ,  $\Delta f = 200MHz$ ) : une antenne envoie un signal chirp dans une certaine direction vers la mer, et l'écho est capté par l'antenne et un récepteur étant placé à 10 mètres sur l'autre bras du satellite. Ce processus est répété alternativement entre les deux bandes de la trace.

Les performances de l'instrument ont été calibrées en terme de nombre d'onde, pour résoudre les différents processus mésoscales jusqu'à 15km. L'erreur de mesure sur la SSH varie dans l'épaisseur de chaque bande, avec un bruit typique de 2.4 cm (RMS noise) pour des pixels de  $1km^2$ . Ce bruit est légèrement plus important pour les bords de chaque bande.

Plusieurs autres appareils sont embarqués et utilisent une zone de 20km au centre de la trace. Un altimètre conventionnel permet de mesurer la SSH au point nadir et un radiomètre micro-ondes mesure la quantité de vapeur d'eau dans la colonne d'air. Cela permet d'ajuster la célérité de l'onde pour les mesures d'interférométries. Enfin, des récepteurs DORIS (Doppler Orbitography by Radiopositioning Integrated on Satellite) et GPS permettent de localiser le satellite pour déduire la SSH à partir de l'ellipsoïde de référence. Le satellite est aussi équipé d'un LRA (Laser Retro-reflector Array) pour des mesures depuis le sol.

Durant les six premiers mois, l'orbite empruntée à 857 km avait un taux de répétition de 1 jour et couvrait à la fois des zones bien connues et des zones d'intérêt. Les zones CalVal (Calibration/Validation) comme celle au large de la Californie permettent de tester les instruments pour des courants déjà très étudiés (California eastern boundary current). L'orbite 1 jour a aussi fourni des données journalières sur certaines zones comme la méditerranée, cette résolution temporelle permettant d'étudier des processus submésoscale de quelques jours. Les données L3 traités durant le stage proviennent de cette période de mesure.

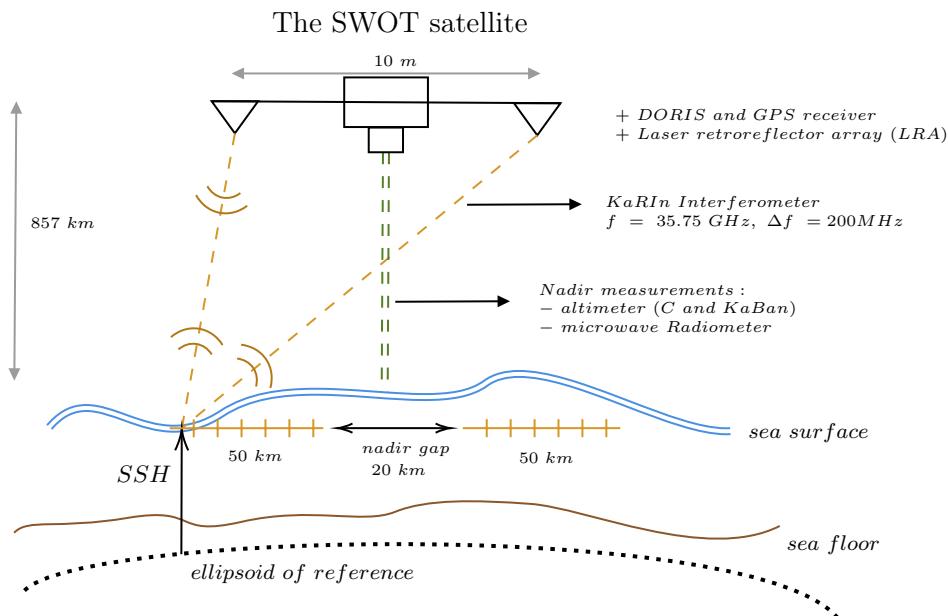


FIGURE 3 – Le satellite SWOT, la SSH est mesurée par interférométrie sur deux bandes de 50km

Par la suite, le satellite a emprunté son orbite nominale à 891 km durant trois ans. Cette orbite couvre tout le globe en 21 jours, ce qui est suffisant pour les études océaniques à grandes échelles et les travaux sur les eaux continentales de surface (fleuves et lacs).

### 3.1.2 Niveaux des données utilisées

Les données altimétriques sont traitées et distribuées à différents niveaux.

- niveau L1 : données brutes et calibrées
- niveau L2 : calcul de la SSH et corrections géophysiques avec le retrait du mouvement barotrope (e.g. marées) des contributions des vents dominants...
- niveau L3 : autres corrections et mise sur grille
- niveau L4 : données cartographiées par interpolation sur tout l'océan et parfois assimilée avec des modèles océaniques.

Dans le stage, deux types de jeux de données ont été utilisés :

- des cartes de SLA de niveau L4 sur toute la Méditerranée, issues soit seulement des satellites nadirs, ou bien des satellites nadirs et de SWOT. La méthode de cartographie est MIOST (Multiscale Interpolation Ocean Science Topography), avec grille de 0.1° en latitude et longitude et un pas temporel d'un jour. La méthode **MIOST** est basée sur un schéma d'interpolation optimale linéaire prenant en compte la géostrophie méso-échelle.
- des champs de SLA de niveau L3 provenant directement de la trace du satellite SWOT, les données sont placées sur une grille de 2 km qui recouvre chaque bande de la trace du satellite. La résolution spatiale de cette grille est environ trois fois supérieure à celle des données L4. La grille est construite dans le référentiel du satellite et n'est donc pas homogène en latitude/longitude. Le pas temporel est la période de révolution du satellite, d'un peu moins de 24h.

## 3.2 Drifters Lagrangiens

Les données lagrangiennes sont aussi très utilisées en océanographie, grâce au déploiement de drifters de surface. Différentes technologies de drifters ont été développées pour suivre fidèlement (inertie faible) les courants à différentes profondeurs de la couche de surface. Les drifters drogué-SVP (Surface Velocity Program) sont constitués d'une coque flottante de 35 cm contenant des capteurs et l'électronique de communication satellite (thermomètre, baromètre, GPS et télémétrie), reliée à un lest qui

abaisse le centre de masse à 15 m de profondeur. À cette profondeur, la géostrophie domine avec les courants d'Ekman et les oscillations inertielles.

Il existe des lancers de drifters à l'échelle globale, regroupés par le GDP (Global Drifters Program), mais aussi des lancers intensifs dans une zone précise. Ce fut le cas des deux missions [C-SWOT-2023](#) et [BioSWOT-Med](#) qui se sont déroulées entre mars et mai 2023 au nord des Baléares. C'est le lieu de passage de la trace de SWOT, ce qui permet de comparer les mesures lagrangiennes des drifters aux données non mappées de SWOT. 65 drifters SVP ont été lâchés, 47 d'entre eux ont un échantillonnage à 10 min et 18 un échantillonnage de 1h. Les données sont fournies au format netcdf avec trois niveaux de traitements L0 (données brutes harmonisées), L1 (données prétraitées, retrait d'outliers...), et finalement un niveau L2 où les toutes les trajectoires ont été lissées un même pas temporel et une interpolation pour les données manquantes.

La méthode *LOWESS* (régression linéaire locale pondérée) est utilisée pour lisser la trajectoire et calculer les vitesses. À partir des positions de la trajectoire échantillonnée, la position lissée et la vitesse en un point sont déduites par régression linéaire pondéré sur les deux points précédents et suivants.

Les données sélectionnées pour le stage sont celles issues de la méthode LOWESS avec un pas de 30 min. La figure 4 présente leur distribution dans le temps et dans l'espace avec la trace de SWOT. Il y a 278 000 observations dans toute la Méditerranée dont environ 27 000 dans la trace de SWOT. La zone à  $5^{\circ}E, 40.8^{\circ}N$  correspond au lacher de la plupart des drifters.

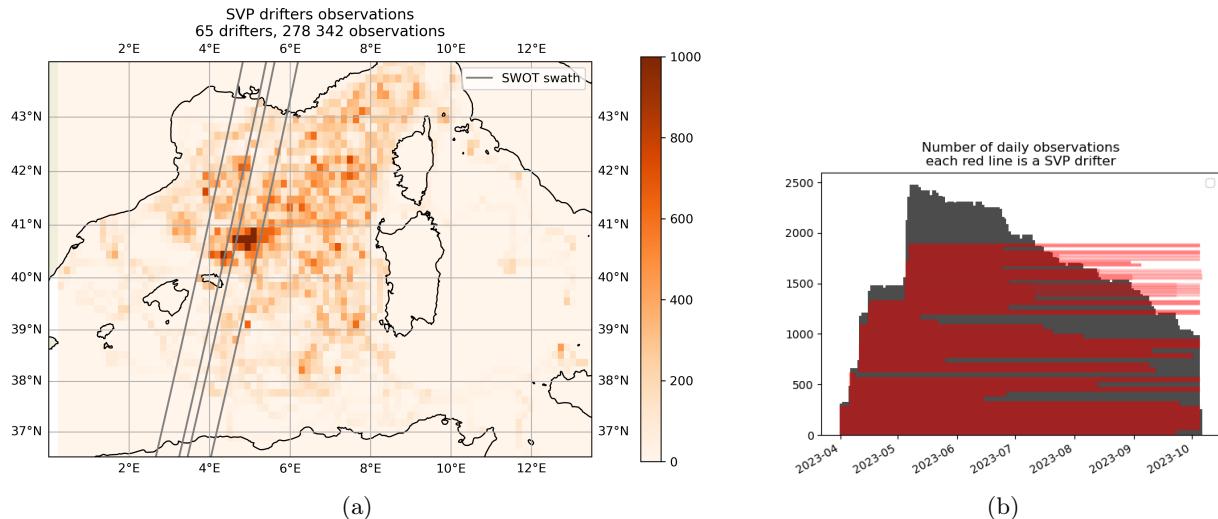


FIGURE 4 – Répartition des observations des drifters SVP échantillonnés à 30 minutes  
(a) Histogramme spatial, les limites des deux bandes de la trace SWOT sont tracées en gris.  
(b) Histogramme temporel, chaque ligne rouge représente la durée de vie d'un drifter

## 4 Méthode de traitement des données

Pour juger la reconstruction des courants de surface par le satellite SWOT, l'idée générale du stage est de considérer les drifters comme échantillonnant le champ de vitesse en différents points au cours du temps.

La figure 5 présente la procédure suivie. Les spécificités de celle-ci, décrites par la suite, furent élaborées au cours du stage en fonction de la qualité des résultats intermédiaires.

### 4.1 Filtrage des drifters

Un premier travail est de choisir comment filtrer les données de drifters, constituée de suites de temps  $t_k$ , positions ( $lat, lon)_k$  et vitesses  $(u, v)_k$ . Étant donné que les reconstructions de courants par altimétrie ne contiennent que la part (cyclo-)géostrophique du champ de vitesse, il faut filtrer au maximum les signatures des autres phénomènes dans les vitesses des drifters. Par contre, les positions ne sont pas filtrées, car les drifters sont considérés comme échantillonnant le champ de vitesse en des point précis.

Le filtrage des vitesses est effectué dans le plan complexe, sur la vitesse complexe  $U = u + iv$  où  $i = \sqrt{-1}$ . Cela permet de filtrer  $u$  et  $v$  de manière couplée.

La figure 6 montre une trajectoire typique de drifter, le spectre des vitesses associé ainsi que le spectre filtré (décris ci-dessous). Le spectre est représenté En plus du signal des grandes périodes vers la fréquence nulle, on observe un pic de résonance vers la fréquence de Coriolis (19h de période, traitillé noir dans le spectre). En réalité, le pic de résonance peut être un peu décalé en fréquence à cause de tourbillons (eddies en anglais) proches de la fréquence inertuelle :  $f = f_{inertuelle} - \omega_{eddy}$ . Le pic est usuellement compris entre 0.5 et 1.5  $f_{inertuelle}$ . Ce spectre est similaire à ceux produits dans le papier *Lagrangian Time Series Models for Ocean Surface Drifter Trajectories*, Sykulski, 2015 [9], qui a modélisé le spectre des drifters par un terme de fond turbulent pour les faibles fréquences et d'oscillateur amorti pour les oscillations inertielles.

Ainsi, pour filtrer la part des oscillations inertielles et tous les phénomènes de plus hautes fréquences, un filtre un passe bas de Butterworth a été choisi. Il est optimisé dans la bibliothèque `scipy`, son diagramme de Bode est aussi présenté dans la figure 6. La fréquence de coupure choisie est de 48h, ce qui permet de couper le signal des oscillations inertielles même s'il est un peu décalé par la présence de tourbillons.

De nombreux tests ont été effectués avant de fixer ce choix de filtre et de fréquence de coupure. Par exemple, l'utilisation d'ondelettes complexes pour filtrer spécifiquement les oscillations inertielles, puis un filtre réel à la fois sur  $u$  et  $v$ , en effet tous les phénomènes ne couplent pas les vitesses. Ce choix n'a pas été retenu, car plus complexe sans améliorer les résultats. Le filtrage des positions a aussi été testé, pour recréer des drifters "lissés", où tous les phénomènes haute fréquence sont éliminés. Cependant, les trajectoires lissées ne permettent pas une comparaison pertinente avec le champ de vitesse issue de l'altimétrie, car le décalage entre positions et positions filtrées des drifters est de l'ordre de grandeur de variation du champ, ce qui mène finalement à comparer des vitesses à des positions trop éloignées.

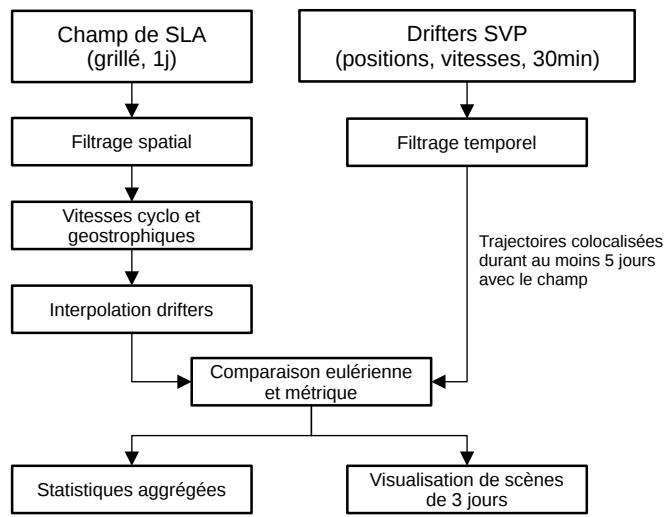


FIGURE 5 – Procédure de traitement des données

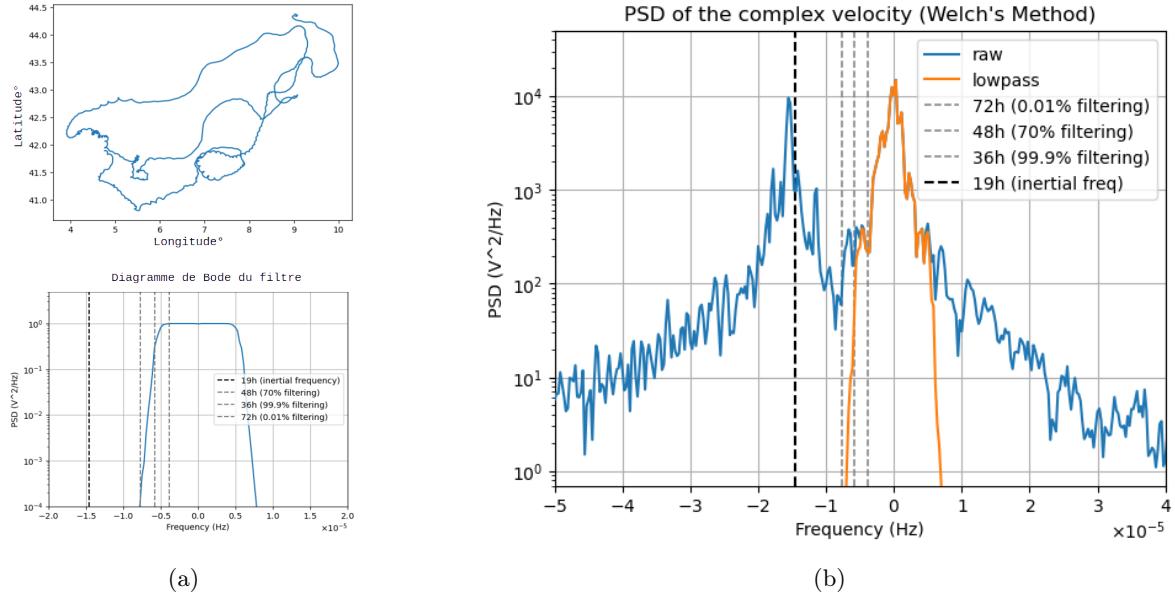


FIGURE 6 – (a) trajectoire d'un drifter, on observe des oscillations inertielles (b) spectre de la vitesse complexe avec spectre filtré (c) diagramme de Bode du filtre passe bas utilisé

## 4.2 Traitement des champs

Le but du traitement des champs est d'obtenir les cartes de courants (cyclo-)géostrophiques pour pouvoir les interpoler aux positions et temps des drifters.

Les cartes de niveaux L4 utilisées sont déjà filtrées et assimilées en respectant la géostrophie, elles ne demandent donc pas de filtrage supplémentaire, la grille a une résolution de  $0.1^\circ$  soit environ 10km. Les plus petits tourbillons résolus font environ 50km de diamètre (voir le champ en arrière-plan de la figure 8).

Les données de niveau L3 de la trace du satellite SWOT ont une meilleure résolution spatiale (2km) et contiennent parfois des variations assez forte entre des points voisins, ce qui a une grande influence sur les calculs de dérivées. Un filtrage spatial gaussien a donc été appliqué sur la SLA avant de calculer les vitesses. Plusieurs largeurs de gaussiennes ont été testées, de 0.5km à 5km. Le choix final porte sur 3.5km qui permet d'obtenir les meilleures comparaisons eulériennes avec les drifters. Ce filtrage retire donc les structures de moins de 6-8km dans le champ. Les tourbillons faisant plus de 10-15km de diamètres sont préservées. L'annexe A montre une scène de 3 jours de drifter avec comparaison pour le champ brute et trois niveaux de filtrage.

L'inversion des équations (cyclo-)géostrophiques (eqs. 3, 5) sur le champ de SLA est effectué grâce au paquet `jaxparrow` qui marche sur des grilles non homogènes. Les dérivées du champ de SLA sont calculées sur des grilles C, où les données sont au centre des carreaux de la grille, les dérivées premières sont positionnées les arrêtes et les dérivées secondes croisées sur les coins. En plus de doubler la résolution, cette approche a des avantages physiques, les dérivées premières sont calculées sur deux largeurs de grille (point précédent et suivant) et les dérivées secondes sur une seule (entre deux arrêtes)... Pour le champ L3, les dérivées premières sont donc calculées sur  $2 \times 2\text{km} = 4\text{km}$ , ce qui justifie de filtrer spatialement les structures trop petites. Une fois calculées, les vitesses sont interpolées au centre des carreaux de la grille, où les longitudes et latitudes sont connues.

Finalement, les vitesses sont interpolées aux positions et temps de mesures des drifters pour effectuer la comparaison eulérienne.

### 4.3 Forme des résultats et découpage en scènes

Une fois un ensemble de point comprenant les vitesses géostrophiques, cyclogéostrophiques et de drifters obtenus pour un choix de filtrage (drifters & champs), deux pistes pour analyser les résultats ont été suivies :

- une analyse agrégée, où tous les points de comparaison sont considérés comme des réalisations indépendantes et on trace des histogrammes pour comparer les normes et directions des vitesses de drifters et de champs, c'est cette comparaison qui a permis de choisir les filtrages les plus adaptés
- pour les données sur la trace de SWOT, une analyse en visualisant directement les portions de trajectoires ("scènes") ayant donné les meilleurs et pires résultats pour la métrique normalisée :  $\frac{|U_{field} - U_{drifter}|}{|U_{drifter}|}$ . Une durée de 3 jours a été choisie pour découper les trajectoires en scènes, c'est la durée typique où un drifter contourne un tourbillon submésos-échelle (10-20km). L'objectif de cette étude plus qualitative est de dégager des facteurs locaux pouvant expliquer la bonne/mauvaise qualité de la comparaison entre vitesse de drifters et de champs.

Une métrique non normalisée a aussi été utilisée (métrique plus important pour un même écart relatif si les vitesses sont fortes), mais était trop sensible à l'intensité des champs, ce qui menait à des résultats non satisfaisants.

## 5 Résultats

Une première partie analyse les courants obtenus en utilisant les champs bruts, ensuite les résultats des comparaisons champ/drifter sont décrits. Tous les graphiques et résultats présentés par la suite sont reproductibles : [https://github.com/bouxdecl/MEOM\\_internship\\_2024](https://github.com/bouxdecl/MEOM_internship_2024).

### 5.1 Analyse des champs non filtrés

Pour mieux appréhender les champs de SLA utilisés, on visualise la vorticité normalisée par la fréquence de Coriolis :  $(\nabla \times \mathbf{u})|_z / \omega_{inertuelle} = (\partial_x v - \partial_y u) / \omega_{inertuelle}$ . Cette dérivée est calculée sur la grille comme décrit précédemment. Ainsi le signe de cette grandeur correspond au sens de rotation locale (positif pour cyclonique) et les anticyclones à la fréquence inertuelle ont une vorticité normalisée de -1. On peut aussi regarder la différence d'énergie cinétique  $u^2 + v^2$  entre l'inversion cyclo- ou géostrophique, la cyclogéostrophie est censée évaluer à la hausse les énergies anticycloniques et à la baisse les cycloniques.

Les graphiques de la figure 7 montrent les moyennes temporelles de l'énergie et de la vorticité durant la période d'orbite 1 jour de SWOT. Les animations correspondantes (SLA, KE, Vorticité) peuvent être trouvées sur le repo git :[animations](#).

On peut tirer trois observations de ces plots :

1. la zone du graphique 7b avec une grande différence entre l'inversion cyclo et geo est la signature d'une structure anticyclonique stable dans cette région au cours de la période de mesure. Le champ de Vorticité et le champ de hauteur de mer (non montré ici) corrobore cette analyse.
2. pour les champs de la trace de SWOT 7c,d, on observe sur les moyennes temporelles des structures beaucoup plus intenses vers les côtes, notamment une série de tourbillons intenses vers  $5^\circ E, 43^\circ N$  (sud de Marseille). Ces structures de petites tailles ( $\sim 10km$ ), n'étaient pas prévues et plusieurs hypothèses sont possibles : 1) la présence de variations locales du géoïde, qui est mal connu en dessous d'une résolution de 100km ; 2) la présence de colonnes de Taylor causée par des pics de bathymétrie (monts soumarins), ce phénomène a été observé récemment dans le golfe du Mexique et dans le Pacifique nord-ouest, les courants entourant le pic créent un *Taylor cap* à la surface (voir [10]).

Cette dernière explication est la plus probante étant donné que ces structures colocalisent avec le passage du plateau continental à la plaine abyssale où la bathymétrie possède de nom-

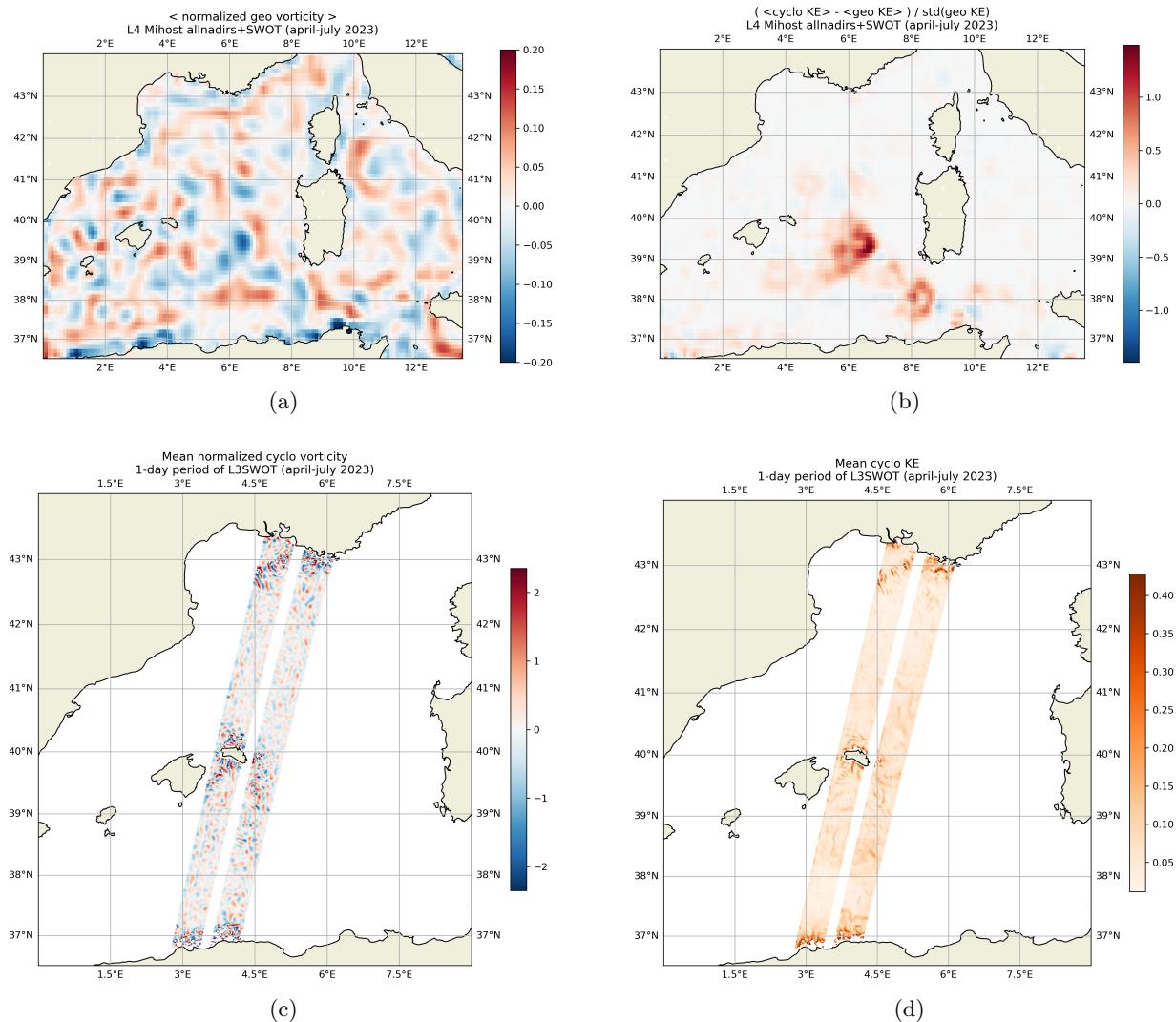


FIGURE 7 – Inversion cyclogéostrophiques sur les champs L4 Mihost allnadirs+SWOT et L3 trace de SWOT pour la période 1-jour      (a) L4 vorticité normalisée moyenne (b) L4 différence entre KE cyclo et geo (c) L3 vorticité normalisée moyenne (4) L3 KE moyen

breuses structures de ravins et pics. La colocalisation a été faite avec la [carte de bathymétrie](#) de l'EMODnet (European Marine Observation and Data Network).

Ces structures moyennes seront sans doute retirées lors de la prochaine mise à jour de la MSS (mean surface sea) quand assez de données SWOT auront été analysées. En ces lieux, l'inversion des courants effectuée pour le stage est donc à prendre avec précaution.

3. en visionnant l'animation du champ de SLA de la trace de SWOT, on observe que certaines structures de grande taille ( $>100\text{km}$ ) traversent la trace en seulement un ou deux jours. C'est sans doute la signature de dépression/anticyclones atmosphériques. Ces événements font varier la hauteur de mer, mais passent trop rapidement pour avoir une influence sur les courants géostrophiques, qui s'établissent en environ une semaine. Cependant, l'inversion du champ effectué ici prend en compte la SLA brute et donc aussi la variation de hauteur de mer dues à ces événements. Un filtrage temporel de quelques jours a été testé, mais ne filtrait pas assez les phénomènes. Une amélioration à l'étude du stage serait donc d'utiliser un produit de modèle atmosphérique pour retirer cette contribution.

Le paragraphe suivant décrit les résultats de la comparaison drifter-champ pour les champs carto-

graphiés (niveau L4, allnadirs et allnadirs+swot). Les résultats sur la trace de SWOT seront ensuite traités.

## 5.2 Comparaison eulérienne pour champs cartographiés (L4 MIOST)

La figure 8 présente un exemple de trajectoire de drifters avec en noir les vitesses filtrées du drifter et en couleur les champs interpolés avec les deux méthodes : cyclo (allnadirs et allnadirs+swot) et geo (allnadirs+swot). On observe que les oscillations inertielles sont bien filtrées pour les vitesses de drifters (vecteurs noirs). Le champ en arrière-plan est le champ géostrophique de allnadirs+swot, représenté pour le temps moyen de la trajectoire.

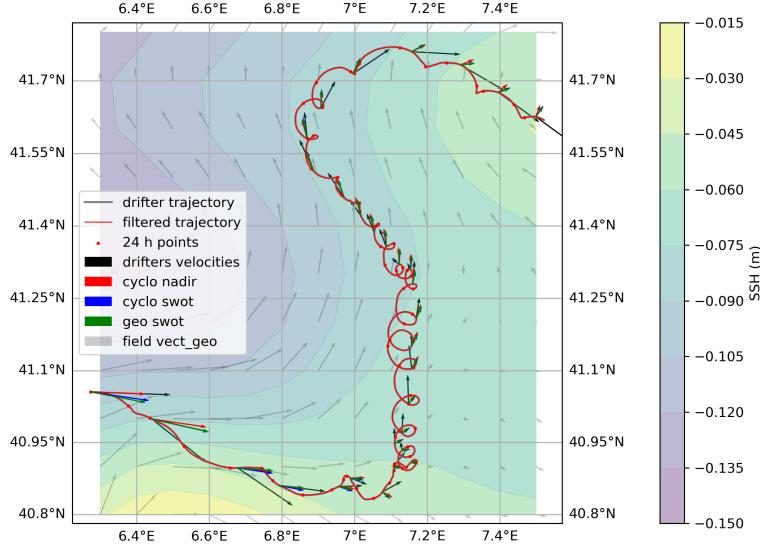


FIGURE 8 – Comparaison d'une trajectoire avec champ L4

En agrégant les données pour toutes les trajectoires, on peut calculer l'amélioration relative de l'ajout du satellite SWOT dans les champs cartographiés (pour une même méthode, ici la cyclogéostrophie). La figure 9 présente l'histogramme spatial avec moyennage sur une grille  $0.15^\circ$  de l'amélioration relative de la norme L2 :

$$\frac{|U_{\text{nadir+swot}} - U_{\text{drifter}}| - |U_{\text{nadir}} - U_{\text{drifter}}|}{|U_{\text{nadir}} - U_{\text{drifter}}|} \quad \text{avec } |u + iv| = \sqrt{u^2 + v^2}$$

L'amélioration est significative au niveau de la trace, en dehors, elle tend vite vers 0 sauf à certains endroits où le nombre d'observations est faible (souvent provenant d'un seul drifter) et donc statistiquement non significatif. L'amélioration relative sur la trace est en moyenne de 12% avec de meilleurs résultats (20%) pour le lieu de lâché des drifters où il y a une grande densité d'observations. Les résultats sont similaires si on utilise la méthode géostrophique.

On peut aussi regarder la déviation et la différence de norme entre la vitesse du champ et celle du drifter. Pour cela, on peut pour chaque comparaison eulérienne ( $U_{\text{drifter}}, U_{\text{field}}$ ) normaliser  $U_{\text{field}}$  par rapport à  $U_{\text{drifter}}$ . On trace ainsi l'histogramme des positions relatives du vecteur de champ par rapport à la vitesse du drifter.

La figure 10 présente le résultat pour une comparaison drifter/champ géostrophique. On observe que les vitesses

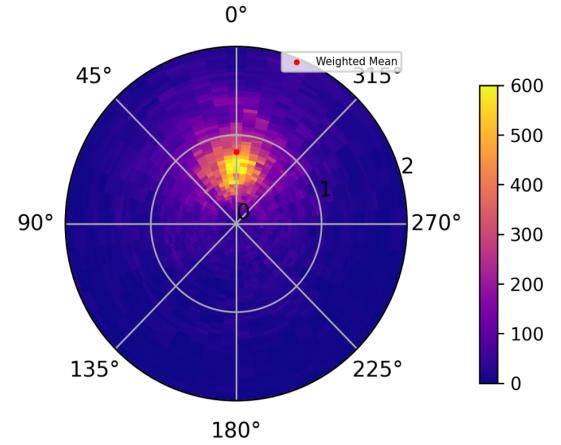


FIGURE 10 – Répartition des vecteurs vitesses géostrophiques L4 normalisées par rapport aux vitesses de drifters

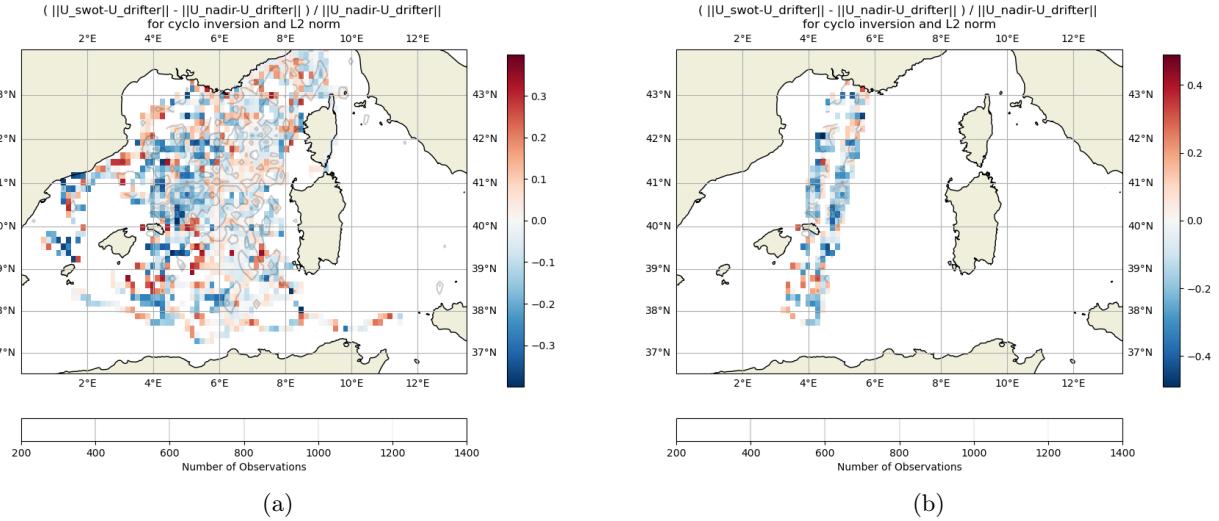


FIGURE 9 – (a) Amélioration relative de la prédiction des vitesses de drifter en ajoutant le satellite SWOT (méthode cyclogéostrophique) (b) sélection des données sur la trace de SWOT

géostrophiques sont globalement de norme plus faible que les vitesses de drifter (les observations sont à l'intérieur du cercle de norme 1) mais globalement centrée (déviation moyenne nulle).

On peut aussi représenter séparément les distributions de norme relative et de déviation (voir figure 11 où les distributions cyclo et geo sont superposées). Le pic de la distribution des normes relatives se trouve à 0.6 soit une prédiction 40% trop basse des vitesses de drifters. On observe que la cyclogéostrophie améliore les résultats : norme relative plus proche de 1 et resserrement de la distribution des déviations autour de 0. L'augmentation de la norme moyenne des vitesses en appliquant la cyclogéostrophie s'explique par le fait que les anticyclones sont plus stables et plus présents en général que les cyclones, et la cyclogéostrophie réévalue à la hausse les énergies anticycloniques.

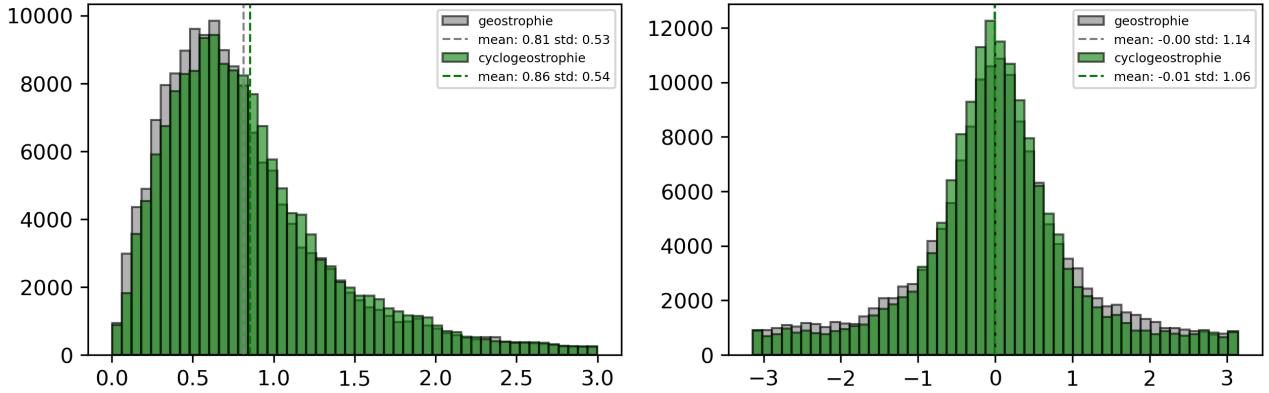


FIGURE 11 – Comparaison drifter - champ L4 allnadirs+swot pour les deux méthodes (cyclo, geo), (a) Distribution des normes relatives  $|U_{field}| / |U_{drifter}|$ , (b) Distribution des déviations  $\arg(U_{field}) - \arg(U_{drifter})$ , les points avec une norme relative > 3 ont été retirés

### 5.3 Comparaison eulérienne sur la trace (L3 SWOT)

#### 5.3.1 Analyse statistique

La même analyse que précédemment a été réalisée sur les données de trace de SWOT et ceci pour différents niveaux de filtrage spatial du champ. L'objectif est de déterminer le meilleur niveau de

filtrage et de comparer les résultats à ceux décrits précédemment dans le cas des champs cartographiés.

La figure 12 présente la répartition des vitesses cyclogéostrophiques pour trois niveaux de filtrage de la trace de SWOT.

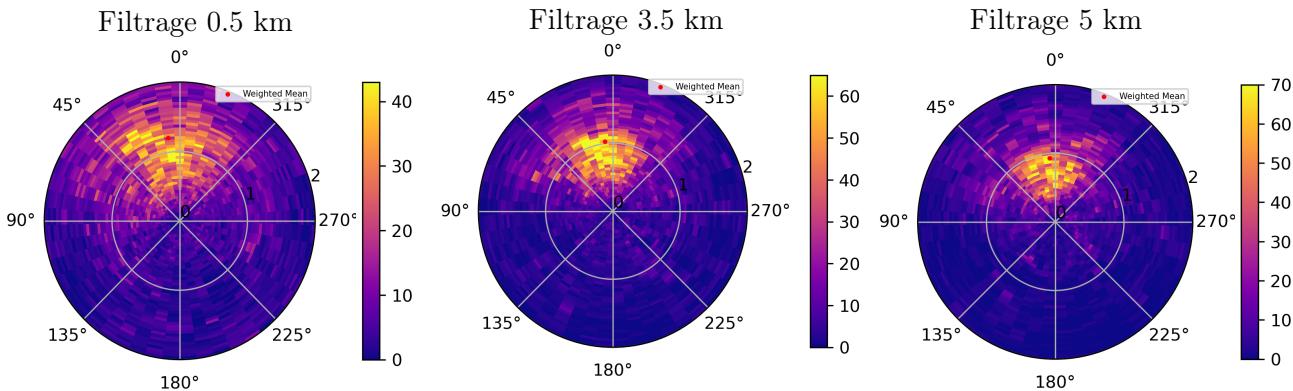


FIGURE 12 – Répartition des vitesses cyclogéostrophiques pour trois niveaux de filtrage (écart types de la gaussienne du filtre)

Trois observations en découlent :

1. plus le filtrage est fort et plus la distribution est resserrée. Pour de faibles filtrages, les variations locales du champ de SLA conduisent à de fortes vitesses qui ne correspondent pas à celles du drifter, on peut faire l'hypothèse que ces structures localisées ne sont pas équilibrées et ne correspondent donc pas aux courants géostrophiques échantillonnés par les drifters. Les filtres à  $3.5\text{km}$  et  $5\text{km}$  retirent les structures de moins de  $8\text{km}$ , qui ne sont généralement pas stables sur une semaine (pas géostrophiques).
2. Plus le filtre est fort et plus la norme des vitesses de champ diminue. À un filtrage de  $0.5\text{km}$ , les vitesses de champ sont supérieures en moyenne à celle des drifters alors qu'à un filtrage de  $5\text{km}$  c'est l'inverse. C'est ce critère qui a été utilisé pour choisir le filtrage adapté, ici à  $3.5\text{km}$  d'écart-type de gaussienne.
3. dans tous les cas, la distribution présente une déviation moyenne positive (respectivement  $8.0^\circ$   $6.3^\circ$   $5.1^\circ$ ). Cette déviation pourrait provenir d'un vent dominant dans la trace de SWOT durant la période de mesure (printemps 2023) qui permettrait l'établissement d'une spirale d'Ekman non prise en compte dans le champ géostrophique utilisé ici. Les vecteurs de drifters seraient donc bien à droite des vecteurs de champs en moyenne. En restreignant les données cartographiées L4 (paragraphe précédent) à la zone géographique de la trace de SWOT, on obtient également cette déviation moyenne positive d'environ  $6^\circ$ . L'hypothèse d'un vent dominant pourrait être testée avec une carte de courants d'Ekman

La figure 13 montre les distributions radiales et angulaires pour le filtrage choisi  $3.5\text{km}$ . Le nombre d'observations est de 27 000 (10 fois inférieur à celle sur toute la Méditerranée), et il semble que les distributions n'ont pas complètement convergé. L'amélioration cyclogéostrophique est plus marqué pour la norme relative qu'elle l'était pour les données cartographiées, on peut estimer à 0.6 pour la géostrophie et à 0.85 pour la cyclogéostrophie le maximum de la distribution. Les données de la trace SWOT arrivent donc à mieux reconstituer les vitesses des drifters que les anciennes données cartographiées.

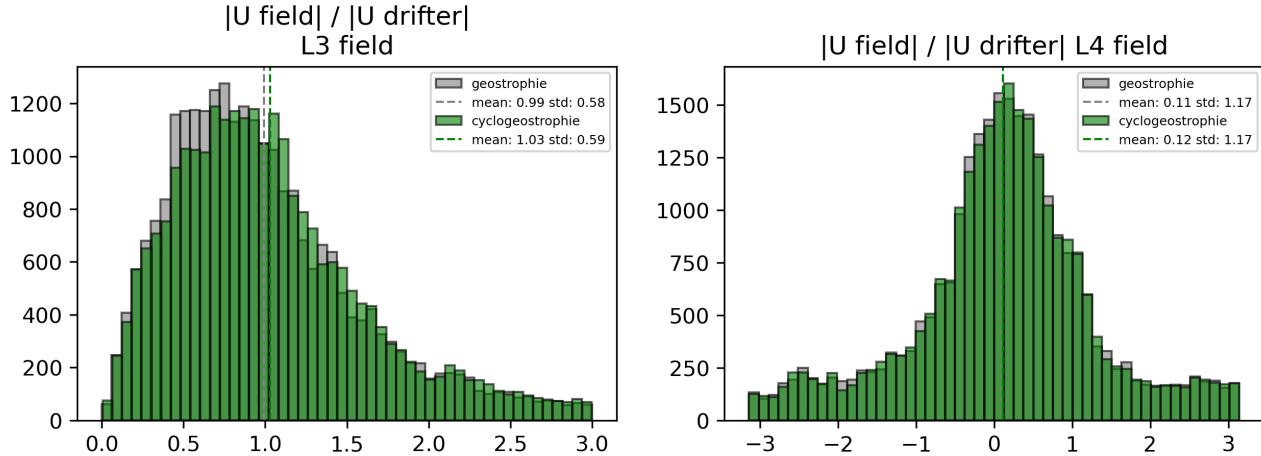


FIGURE 13 – Comparaison drifter - champ L3 swot filtré à 3.5km pour les deux méthodes (cyclo, geo), (a) Distribution des normes relatives  $|U_{field}| / |U_{drifter}|$ , (b) Distribution des déviations  $\arg(U_{field}) - \arg(U_{drifter})$ , les points avec une norme relative > 3 ont été retirés

### 5.3.2 Analyse par scènes de 3 jours

Après l'analyse statistique décrite précédemment, on peut s'interroger sur les causes locales de la qualité des comparaisons entre vitesse de drifters et vitesses (cyclo-)géostrophiques. Pour cela, on peut observer des scènes de drifters (portion d'une trajectoire d'une durée de 3 jours), le filtre de 3.5km est utilisé pour le champ.

On calcule la métrique normalisée  $\frac{|U_{field} - U_{drifter}|}{|U_{drifter}|}$  (norme L2) pour tous les points de comparaison, et on moyenne pour chaque scène afin de discriminer les meilleures et pires scènes.

L'histogramme pour tous les points de comparaison ainsi pour les scènes se trouve à gauche de la figure 14 (page suivante). Les meilleures et pires scènes sont représentées à droite. On remarque que les bonnes scènes ont généralement des trajectoires assez rectilignes ou de rayon de courbure constant. Cela correspond à des drifters évoluant sur ou entre des grandes structures (entre 20 et 40km, bien résolues avec le niveau de filtrage de 3.5km), par exemple le tourbillon à  $5.1^{\circ}E, 40.8^{\circ}N$  qui a entraîné plusieurs drifters. Les pires scènes présentent souvent des drifters évoluant peu, avec des changements brusques de trajectoires. La répartition temporelle (non représentée ici) des bonnes et mauvaises scènes est presque uniforme, ce n'est donc pas un facteur explicatif.

La corrélation de plusieurs facteurs avec la métrique normalisée a été testé, sans grand succès. Par exemple pour la corrélation avec la norme de la vitesse issue du champ. On peut s'attendre à une corrélation négative, en effet, on peut considérer que  $U_{drifter} = U_{cyclo} + \delta U$  avec  $\delta U$  dépendant des courants d'Ekman et des contributions de structures trop localisées (petits tourbillons submésoscales, résidu d'oscillations inertielles, autre influence atmosphérique...) pour être compris dans le terme cyclogéotrophique. En considérant que  $\delta U$  est indépendant de  $U_{cyclo}$ , on s'attend donc à une meilleure prédition quand  $U_{cyclo}$  est fort. On observe en effet une corrélation négative (voir figure 15), qui est cependant peu significative.

L'annexe B présente quelques exemples de bonnes et mauvaises scènes pour essayer de dégager qualitativement des facteurs explicatifs.

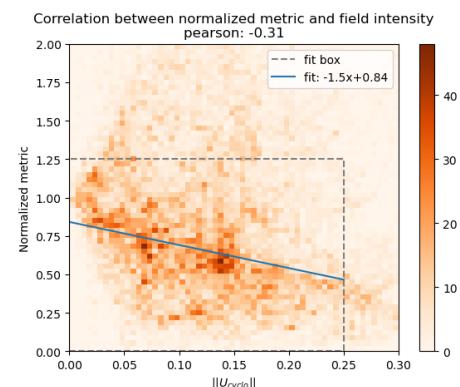
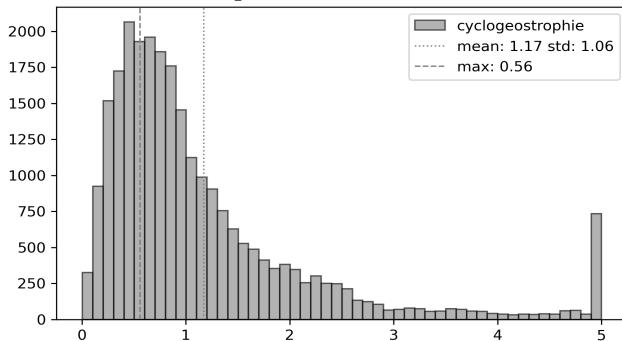
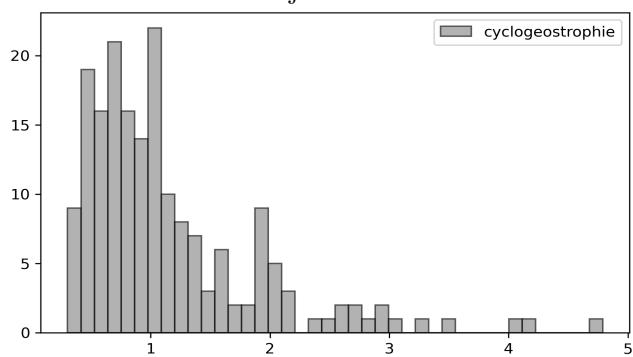


FIGURE 15 – Corrélation entre métrique normalisée et intensité du champ cyclo (27 000 points)

Histogramme de la métrique normalisée sur tout les 27000 points de la trace



Histogramme de la métrique normalisée sur les 187 scènes de 3jours



Premier et dernier quart de la distribution des scènes  
(Bleu : 47 meilleures scènes ;  
Orange : 47 pires scènes)

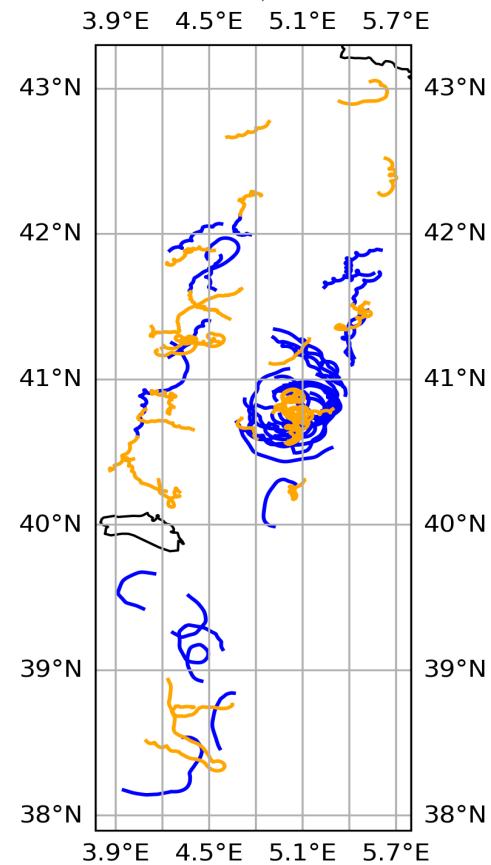


FIGURE 14 – Gauche : histogrammes de la métrique normalisée sur les points de comparaison eulérienne (haut) et moyennée pour chaque scène (bas) ; Droite : plot des meilleures (bleues) et pires (oranges) scènes (premier et dernier quart)

## 6 Conclusion et perspectives

Les travaux menés pour ce stage ont permis de mettre en évidence les capacités d'observation du satellite SWOT en mobilisant des données de drifters. La possibilité de travailler directement sur les données de trace du satellite, ayant une résolution spatiale de  $2km$ , a permis de résoudre des structures méso- et submésos- échelles et de les confronter aux vitesses des drifters. Deux méthodes ont été utilisées pour obtenir les courants à partir des champs de hauteurs de mers : les inversions géostrophique et cyclogéostrophique (méthode variationnelle).

Un filtrage temporel de 48h a été appliqué aux vitesses des drifters et plusieurs filtrages spatiaux ont été testés sur les champs de hauteur de mer, avant l'inversion des courants. Un filtrage gaussien à  $3.5km$  d'écart-type a fourni les meilleurs résultats.

Les principales observations et résultats obtenus sont :

- **pour les champs cartographiés avec MIOST** : une sous-évaluation systématique de 40 à 50% de la norme des vitesses de drifters par les champs géostrophiques et cyclogéostrophiques
- une amélioration relative d'environ 20% dans la prédiction des vitesses de drifter grâce à l'ajout du satellite SWOT à la constellation nadir, ceci sur le lieu de la trace de SWOT et en présence d'un nombre significatif de mesures (densité de trajectoires de drifters), en dehors l'amélioration n'est pas significative.
- **pour la trace de SWOT**, un produit ne contenant pas certaines perturbations, sûrement dues à des phénomènes atmosphériques et bathymétriques, serait nécessaire
- une bonne évaluation des normes des vitesses de drifters sur les données de trace de SWOT avec filtrage à  $3.5km$ , mais une déviation de  $6^\circ$  vers la droite des vitesses de drifters, peut-être signe d'un terme d'Ekman
- une amélioration générale des résultats en utilisant la cyclogéostrophie par rapport à la géostrophie : norme des vitesses plus élevée (plus proche des vitesses de drifters) et resserrement des distributions
- une bonne reconstruction des vitesses de drifters dérivant sur des structures de plus de  $20km$  (limite mésosubmésos), les structures de moins de  $12km$  ont peu d'impacts sur les trajectoires de drifters (même non filtrés) sauf en présence de champ faible
- une corrélation positive, mais peu significative, entre vitesse de champ et qualité de la comparaison champ/drifter. Localement, des mauvaises comparaisons quand les drifters sont : 1) bloqués dans des tourbillons submésos-échelle, particulièrement entre des grandes structures quand les champs de vitesse sont faibles ; 2) quand le champ évolue trop vite ; 3) parfois en présence de fortes oscillations inertielles, signatures possibles d'un vent fort.

De futurs travaux pourraient explorer et quantifier les facteurs pouvant expliquer la qualité des comparaisons de vitesse entre champs et drifters : variabilité temporelle et taille caractéristique des tourbillons environnant les drifters, ajout d'un produit de courants d'Ekman ou bien corrélation avec force ou variabilité locale du vent...

## Références

- [1] John R. Taylor and Andrew F. Thompson. Submesoscale dynamics in the upper ocean. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 55(Volume 55, 2023) :103–127, 2023.
- [2] Dudley B. Chelton, Roland A. deSzoeke, Michael G. Schlax, Karim El Naggar, and Nicolas Siwertz. Geographical variability of the first baroclinic rossby radius of deformation. *Journal of Physical Oceanography*, 28(3) :433 – 460, 1998.
- [3] Adekunle Ajayi, Julien Le Sommer, Eric Chassignet, Jean-Marc Molines, Xiaobiao Xu, Aurelie Albert, and Emmanuel Cosme. Spatial and temporal variability of the north atlantic eddy field from two kilometric-resolution ocean models. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 125(5) :e2019JC015827, 2020. e2019JC015827 10.1029/2019JC015827.
- [4] Pierrick Penven, Issufo Halo, Stéphane Pous, and Louis Marié. Cyclogeostrophic balance in the mozambique channel. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 119(2) :1054–1067, 2014.
- [5] Gus Jeans Michael Bedington Ann Kristin Sperrevik Knut-Frode Dagestad Yvonne Gusdal Cecilie Mauritzen Andrew Dale Johannes Röhrs, Graig Sutherland and Joseph H. LaCasce. Surface currents in operational oceanography : Key applications, mechanisms, and methods. *Journal of Operational Oceanography*, 16(1) :60–88, 2023.
- [6] Joël Sudre, Christophe Maes, and Véronique Garçon. On the global estimates of geostrophic and ekman surface currents. *Limnology and Oceanography : Fluids and Environments*, 3(1) :1–20, 2013.
- [7] Jinbo Wang, Hector Torres, Patrice Klein, Alexander Wineteer, Hong Zhang, Dimitris Menemenlis, Clement Ubelmann, and Ernesto Rodriguez. Increasing the observability of near inertial oscillations by a future odysea satellite mission. *Remote Sensing*, 15(18), 2023.
- [8] Aditya Chaudhary, Neeraj Agarwal, Rashmi Sharma, Satya P. Ojha, and Raj Kumar. Nadir altimetry vis-à-vis swath altimetry : A study in the context of swot mission for the bay of bengal. *Remote Sensing of Environment*, 252 :112120, 2021.
- [9] Adam M. Sykulski, Sofia C. Olhede, Jonathan M. Lilly, and Eric Danioux. Lagrangian time series models for ocean surface drifter trajectories. *Journal of the Royal Statistical Society Series C : Applied Statistics*, 65(1) :29–50, June 2015.
- [10] Martin White and Christian Mohn. Seamounts : a review of physical processes and their influence on the seamount ecosystem. 2004.

## A Niveaux de filtrages de champ

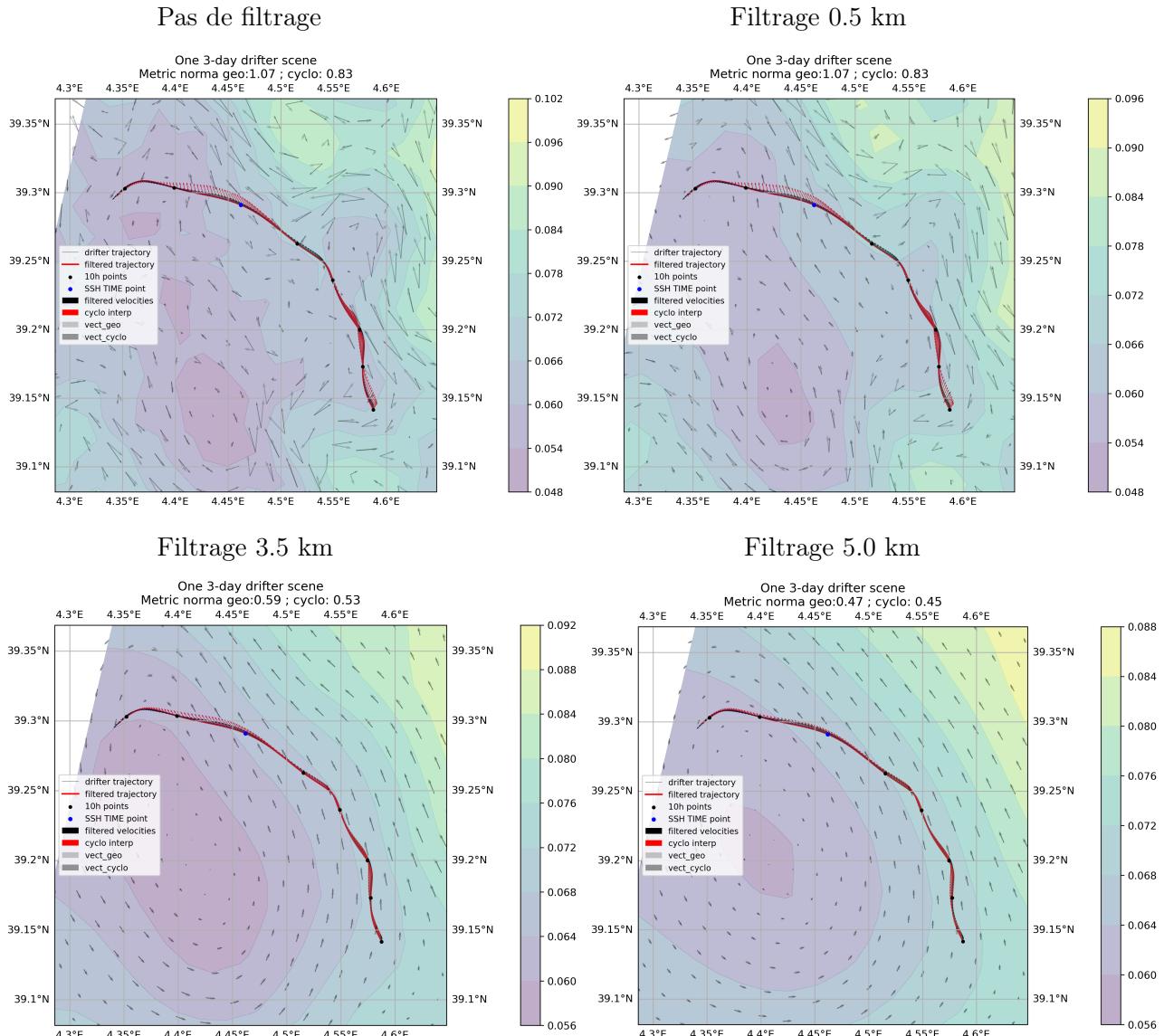


FIGURE 16 – Différents filtrages pour une même scène sur la trace de SWOT, les vecteurs rouges sur la trajectoire sont les vitesses de champ interpolées en espace et temps, le champ en arrière-plan est la SLA en cm

## B Visualisation de scènes

Plusieurs scènes de 3 jours sont représentées, avec la trajectoire comprenant des points noirs tous les 6h, les vecteurs noirs le long de la trajectoire sont les vitesses filtrées de drifters, les rouges sont les vitesses du champ cyclogéostrophique interpolé en temps et espace et le champ en arrière-plan est le champ cyclogéostrophique représenté au point bleu de la trajectoire (début, milieu ou fin).

— exemples de scènes avec une **bonne comparaison drifter/champ** :

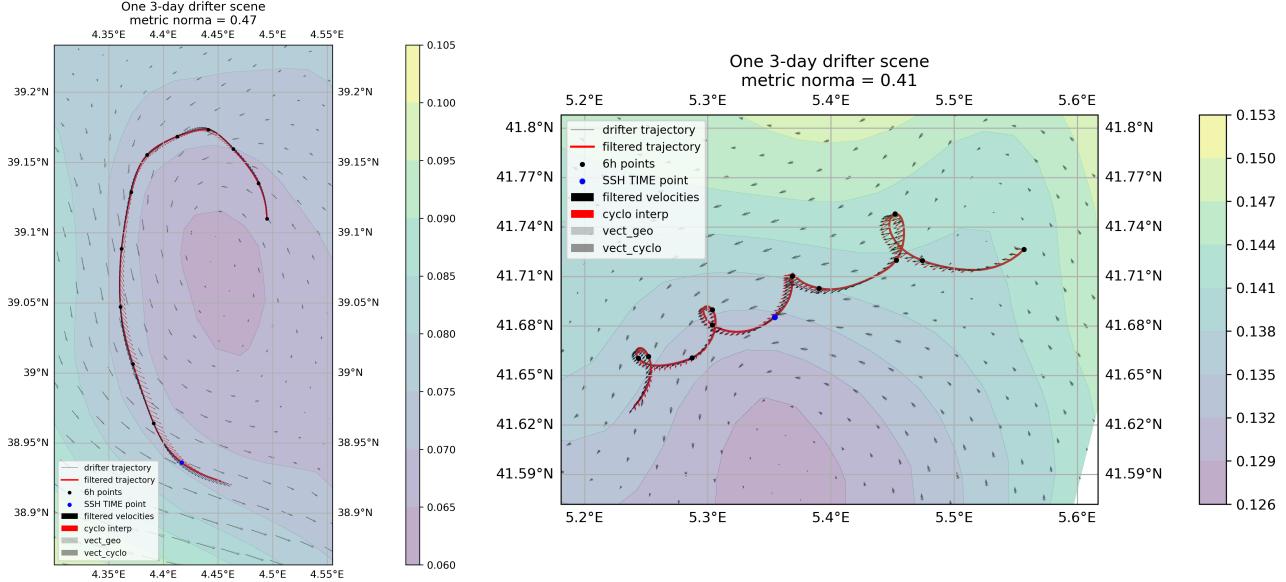


FIGURE 17 – Gauche : scène autour d'une structure de 16km de diamètre ; Droite : scène avec oscillations inertielles (3 points noirs espacés de 6h soit 18h par oscillation) bien filtrées autour d'une structure de 25km de diamètre

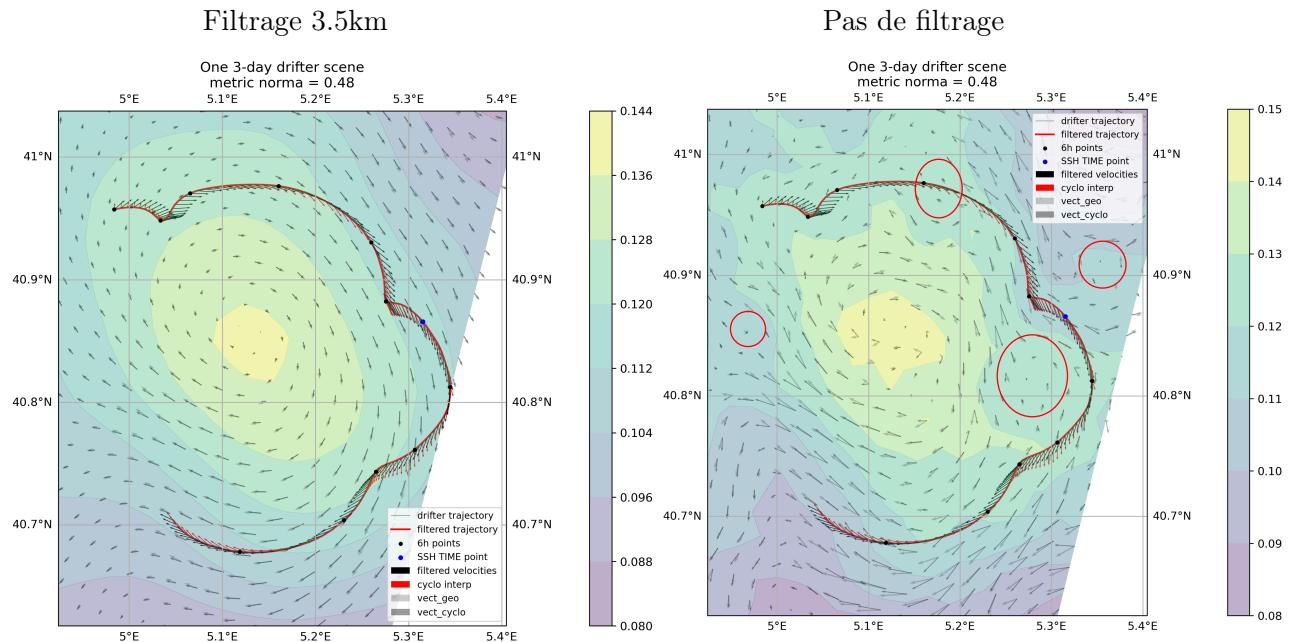


FIGURE 18 – Tourbillon d'environ 22km avec champ filtré à 3.5km (gauche) ou non filtré (droite), on observe des tourbillons submésoscale de 4 à 7km de diamètre dans le champ brut (cercles rouges), qui ne persistent pas avec le filtrage. Ces tourbillons pourraient être la cause du caractère de cycloïde de la trajectoire. Les vitesses filtrées de la trajectoire ont lissé ces oscillations de l'ordre de 24h (4 points de 6h) pour celle à droite ( $5.3^{\circ}E, 40.8^{\circ}N$ )

— exemples de scènes avec une **mauvaise comparaison drifter/champ** :

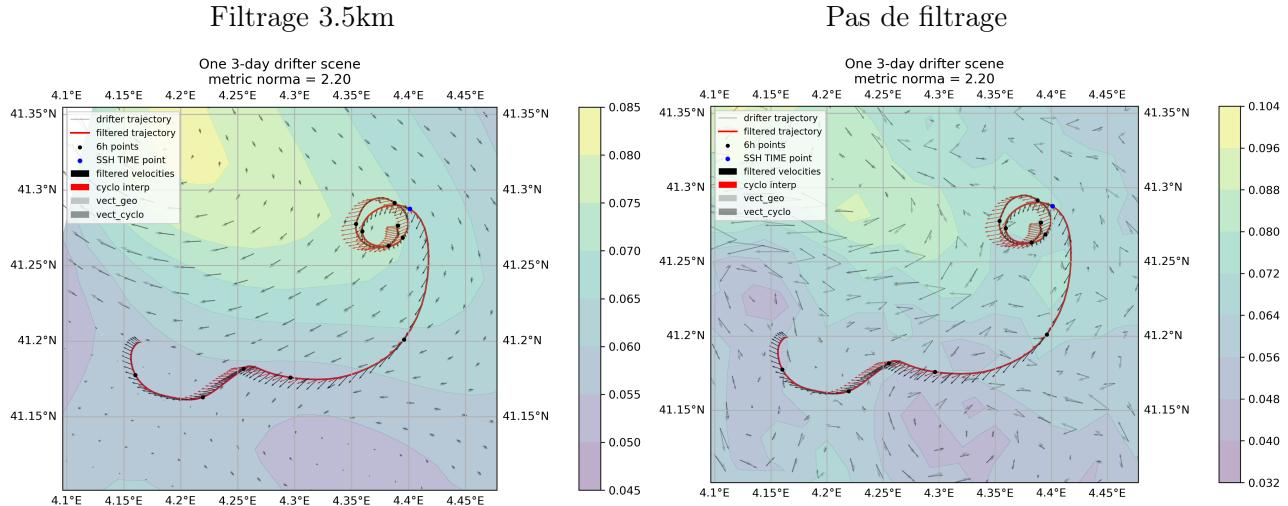


FIGURE 19 – Le drifter reste 2 jours à tourbillon subméso-échelle à  $4.37^\circ E$ ,  $41.27^\circ N$  avant d'en sortir et d'accélérer entre des structures de moins de  $20km$  ce qui améliore la comparaison

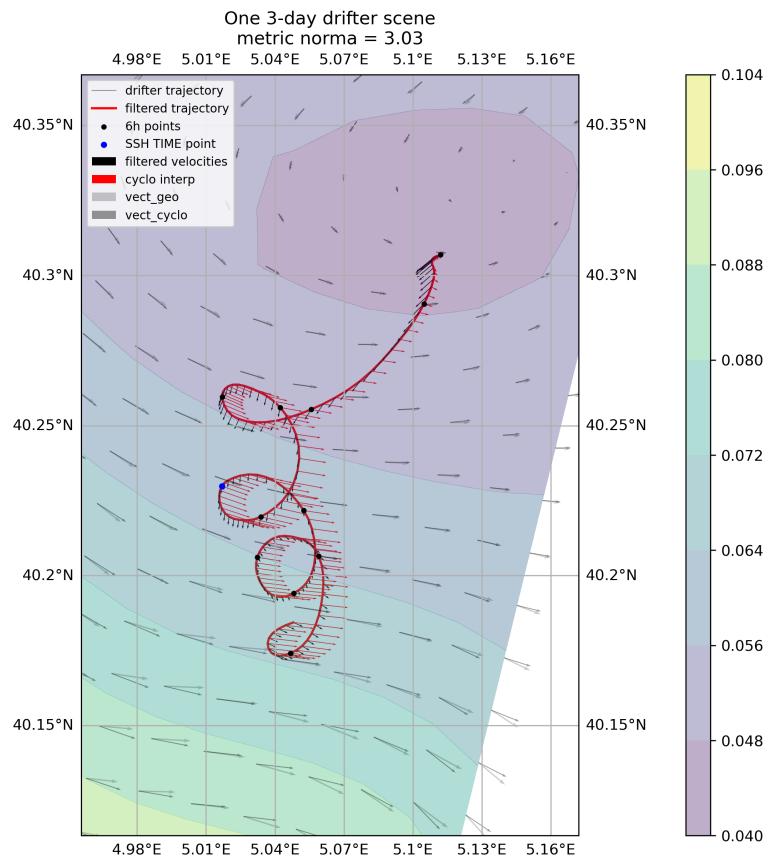


FIGURE 20 – Le drifter va dans la direction opposée au champ cyclogéostrophique, la présence d'oscillations inertielles peut être le signe d'un vent particulièrement fort

Pas de filtrage

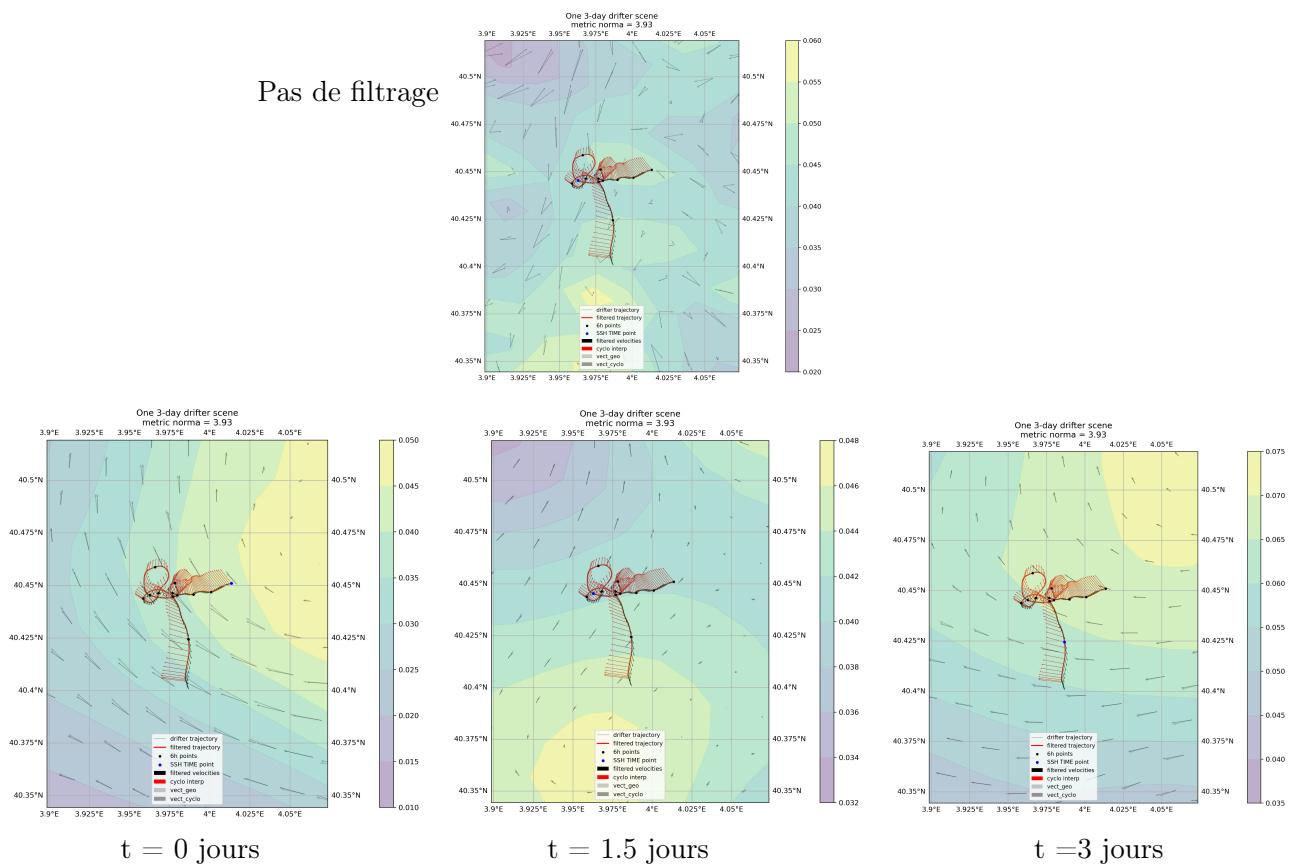


FIGURE 21 – Un drifter ne se déplaçant quasiment pas, le champ composé de petites structures ( $\sim 12\text{km}$ ) qui varient rapidement