



Rapport de stage de fin d'études

Sujet : Mélange vertical et transformation des masses d'eau dans l'Atlantique Nord-Ouest subpolaire



Organisme d'accueil	IFREMER Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale (LOPS), équipe Océan et Climat
Tuteurs entreprise	DESBRUYERES Damien, FERRON Bruno, CYR Frédéric
Tutrice école	TANIÈRE Anne



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est





Remerciements

Je tiens en premier lieu à remercier mes tuteurs, Dr Damien Desbruyères, Dr Bruno Ferron et Dr Frédéric Cyr, pour m'avoir donné la chance de travailler auprès d'eux sur ce sujet. Je me sens très chanceuse d'avoir pu réaliser mon stage de fin d'études dans un laboratoire d'océanographie français aussi prestigieux que le LOPS de l'Ifremer, et d'avoir pu apprendre tant de choses de la part de mes 3 tuteurs chercheurs-océanographes. Malgré les conditions particulières liées au Covid 19, qui nous ont contraint à travailler à distance, j'ai pu compter sur leur aide, leur patience, et leurs conseils tout au long de mon stage, ainsi que pour la rédaction de ce rapport et la préparation de ma soutenance. Ces 6 mois n'auraient pas été les mêmes sans leur soutien et leur bienveillance jour après jour.

Je remercie aussi Dr Dagmar Kieke, chercheuse à l'Institut de Physique pour l'Environnement de l'Université de Bremen en Allemagne qui nous a fourni les données nécessaires à notre étude, ainsi que Yingjie Liu, doctorante au LOPS, pour son coup de main avec les programmes Matlab.

Je remercie ma tutrice de stage et responsable d'option Mme Anne Tanière, pour son aide et son soutien indéfectible quelles que soient les épreuves. Merci 1000 fois d'avoir vu en moi cette « étincelle » dès le premier amphi, et de m'avoir encouragée à me dépasser durant mes 3 années d'école. Merci pour ton franc parlé, ton humour, pour tout ce que tu nous as appris et tout ce que tu nous as transmis. Ce sont des choses que je suis fière de pouvoir appliquer au travail comme dans la vie, et que je n'oublierai pas.

Je souhaite également remercier M Frédéric Sarry, directeur des études, et M Tarak Ben Zineb, responsable de formation pour m'avoir permis de réaliser ce stage en institut de recherche malgré les freins réglementaires éventuels pour l'obtention du diplôme.

Merci à ma famille, pour leur soutien, moral et financier, tout au long de mes 6 années d'études. Merci pour vos encouragements, votre foi en ma réussite, vos bons petits plats, vos conseils, votre présence et, pour celles/ceux qui sont plus loin, vos coups de fil. Plus spécialement, merci à ma mère de m'avoir transmis son goût pour les sciences dès toute petite, d'avoir soutenu mes passions pour les sciences physiques, la musique et la mécanique des fluides. Merci à mon père pour son optimisme, ses encouragements, et son aide pour les nombreux déménagements. Je n'aurais peut-être pas pu monter à bord du "Pourquoi Pas", mais je suis extrêmement fière d'avoir terminé mon parcours face à la mer. Merci à ma sœur pour son soutien et son courage, qui m'inspire au quotidien.

Enfin merci à tous mes amis pour leur joie de vivre, leur humour et leur amour.



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est

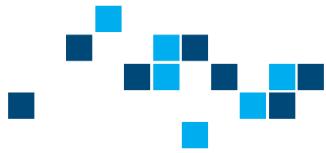
24 août 2021





Table des matières

Présentation de l'Ifremer	4
Présentation du Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale (LOPS)	4
Présentation de l'équipe Océan et Climat (CLI).....	5
Contexte de recherche	6
La circulation à grande échelle de l'Atlantique Nord.....	6
La circulation à la frontière subpolaire-subtropicale : le Cap de Flemish.....	8
Résumé	9
Abstract	10
I – Introduction	11
II - Matériels et méthodes	12
II - 1 : Equations générales	12
II - 2 : Production d'ECT et lien avec les ondes internes	13
II - 3 : Dissipation, diffusivité, et fréquence de flottabilité	14
II - 4 : Paramétrisation de l'équation du modèle	15
II - 5 : Calcul des flux turbulents et de leur divergence	17
Calcul des flux turbulents.....	17
Calcul des divergences de flux	18
II - 6 : Présentation des jeux de données	19
Données Argo	19
Données CTD/ADCP	19
III – Résultats.....	21
PARTIE A : Exploitation des données Argo et CTD.....	21
A – 1 : Données Argo et identification des principaux courants, et masses d'eau supérieures	21
A – 2 : Données CTD et identifications des masses d'eau profondes	23
PARTIE B : Exploitation des données de quantités du mélange.....	26
B - 1 : Allure générale des quantités ϵ , K, et N ₂	26
B - 2 : Variations spatio-temporelles des quantités du mélange.....	28



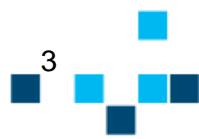
B - 3 : Influence de la topographie sur les quantités du mélange	34
PARTIE C : Etude des flux turbulents et de la modification des masses d'eau	38
C - 1 : Identification des masses d'eau et flux turbulents	38
C - 2 : Divergence des flux turbulents entre les masses d'eau.....	41
C - 3 : Quantification des transferts de chaleur et salinité des masses d'eau lors de leur passage par le Cap de Flemish	42
C - 4 : Etude des zones du Pass et de la Pointe du Cap de Flemish	43
VI - Discussion.....	46
V - Conclusion	48
VII - Bibliographie	49



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est

24 août 2021





Présentation de l'Ifremer

L'Ifremer est un institut français fondé en 1984, et reconnu dans le monde entier pour sa contribution à la connaissance du milieu marin. Il est placé sous la tutelle de 3 ministères (Ministère de l'Enseignement Supérieur, de la Recherche et de l'Innovation ; Ministère de la Transition Écologique et Solidaire ; Ministère de l'Agriculture et de l'Alimentation) et possède le statut d'EPIC : Etablissement à Caractère Industriel et Commercial.

L'Ifremer emploie 1500 chercheurs, ingénieurs et techniciens pour étudier et protéger l'océan, tout en exploitant ses ressources de manière responsable. L'institut est présent sur toutes les façades maritimes métropolitaines et des outremers, et possède des laboratoires dans les 3 grands océans : Indien, Atlantique, et Pacifique.

Il gère la flotte océanographique française et conçoit ses propres équipements pour explorer l'océan.

Ses axes de recherches sont répartis en 4 départements scientifiques :

- Ressources Biologiques et Environnement (RBE)
- Ressources Physiques et Ecosystèmes de fond de Mer (REM)
- Océanographie et Dynamique des Ecosystèmes (ODE)
- Infrastructures de Recherche et Systèmes d'Information (IRSI)

C'est au sein du département ODE, dont les missions sont l'observation, la modélisation et la compréhension de l'océan physique et des écosystèmes à différentes échelles que travaillent les équipes du Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale (LOPS).

Présentation du Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale (LOPS)

Le LOPS est une unité mixte de Recherche créée en 2016 issue de la fusion du Laboratoire de Physique des Océans (LPO) avec le Laboratoire d'Océanographie Spatiale (LOS) et les océanographes physiciens de DYNECO/PHYSED de l'IFREMER.

Le LOPS dépend des 4 entités que sont le Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS www.cnrs.fr), l'Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer (Ifremer www.ifremer.fr), l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD www.ird.fr) et l'Université de Bretagne Occidentale (UBO www.univ-brest.fr). Cette UMR est installée sur le site de la Technopôle Brest-Iroise à Plouzané.

Le LOPS divise ses activités de recherche en 4 équipes dont les thématiques sont les suivantes :

- L'océan côtier, (équipe Océan Côtier)
- Le rôle de l'océan dans la régulation et l'évolution du climat (équipe Océan et Climat)
- L'observation de l'océan depuis l'espace et la dynamique de l'interface air-mer (équipe Satellites et interface air-mer)
- Les "interactions d'échelles" : comment des petites structures (ondes, tourbillons ...) influencent les plus grandes et réciproquement (équipe Interaction d'échelles océaniques)

Cette UMR a également une vocation de formation puisqu'elle propose un master et l'accueil de doctorants. Le LOPS est composé alors d'environ 50 chercheurs et enseignants-chercheurs permanents, environ 35 ingénieurs et techniciens permanents, et d'une vingtaine de doctorants, post-doc et CDD. <https://www.umr-lops.fr/>



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est

24 août 2021



<http://data.ifremer.fr/>

Présentation de l'équipe Océan et Climat (CLI)

Les responsables de cette équipe sont les Dr Camille LIQUE et Dr Florian SEVELLEC, et ses activités sont réparties en 4 objectifs principaux :

- Diagnostiquer la référence, la variabilité et les tendances de l'état de l'océan (circulation océanique, propriétés des masses d'eau).
- Améliorer la compréhension des mécanismes de variabilité interne, forcée et couplée du système océan-atmosphère-glace de mer.
- Améliorer la compréhension des processus et leur représentation dans les modèles d'océan.
- Estimer le rôle de la variabilité de l'océan physique sur les cycles biogéochimiques.

Pour mener à bien ses recherches, l'équipe regroupe des chercheurs, ingénieurs, techniciens, doctorants et post doctorants issus des 4 composantes de l'UMR du LOPS. Elle dispose de moyens techniques d'observation satellite (altimétrie, couleur de l'eau, banquise, vents, vagues, flux, etc..), et in situ (Argo, GOSHIP, mouillages, etc...). Elle mène également des analyses en croisant les résultats de simulations numériques réalistes (Drakkar) et idéalisées, et des développements théoriques.

C'est dans cette équipe que travaillent mes deux tuteurs, Dr Damien DESBRUYERES et Dr Bruno FERRON, dans les locaux du LOPS. Mon troisième tuteur, Dr Frédéric CYR travaille à Terre-Neuve pour le gouvernement canadien, en tant que chercheur pour Pêches et Océans Canada.



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est

24 août 2021



CONTEXTE DE RECHERCHE

La circulation à grande échelle de l'Atlantique Nord.

La zone à laquelle nous nous intéressons dans cette étude est située au large de Terre-Neuve, aux latitudes où se croisent le gyre subtropical et le gyre subpolaire de l'océan Atlantique Nord (**figure 1**).

Un gyre océanique est défini comme un tourbillon de grande échelle constitué d'un ensemble de courants marins, et dont le forçage naturel est le vent.



Figure 1 : Schéma des gyres océaniques de l'Atlantique Nord. Source : www.emse.fr

Le gyre subpolaire de l'Atlantique Nord est formé aux hautes latitudes par les vents d'Ouest, qui déplacent les eaux dans le sens anti-horaire (cyclonique). Ce type de gyres crée une zone de basse pression dont le centre est d'altitude moins élevée que le niveau moyen de la mer. Cela constitue donc une zone de divergence des courants, permettant la remontée des eaux froides profondes et riches en nutriments vers la surface (upwelling). Le gyre subpolaire est le support de la circulation des courants profonds de bord Ouest (DWBC : Deep Western Boundary Current) qui longent le plateau continental canadien vers le sud (en bleu **figure 2**).

Le gyre subtropical Nord Atlantique est formé quant à lui par les alizés et les vents d'Ouest, qui le font tourner dans le sens horaire (anti-cyclonique). Il a en son centre une zone de haute pression formant une convergence des eaux de surface (downwelling). La circulation de ce type de gyres se concentre dans les premières centaines de mètres de l'océan et s'affaiblit avec la profondeur. Dans l'Atlantique Nord, le gyre subtropical comprend notamment la circulation du Gulf Stream, qui transporte les eaux chaudes de l'équateur au Nord en longeant la côte américaine, et du courant Nord Atlantique (NAC : North Atlantic Current) qui se propage vers le Nord-Est (en rouge **figure 2**).

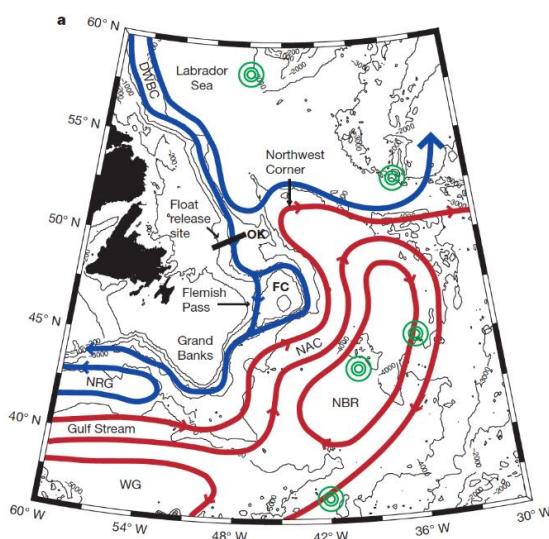


Figure 2 : Schéma de la circulation océanique à profondeur intermédiaire dans la zone Atlantique nord-ouest, par Bower et al., 2009. Les lignes bleues et rouges indiquent les trajectoires des courants froids et chauds respectivement. Les cercles concentriques verts montrent la localisation des sources sonores utilisées pour suivre les flotteurs utilisés dans cette étude. FC : Flemish Cap, NAC : North Atlantic Current, NBR : Newfoundland Basin Recirculation Gyre, NRG : Northern Recirculation Gyre, OK : Orphan Knoll, WG : Worthington Gyre.

La circulation de ces gyres et des courants qui leur sont associés est maintenue par l'équilibre géostrophique entre les forces de pression, dues à la pente du niveau de la mer, et la force de Coriolis, qui dévie le vecteur courant vers la droite dans l'hémisphère Nord (**figure 3**).



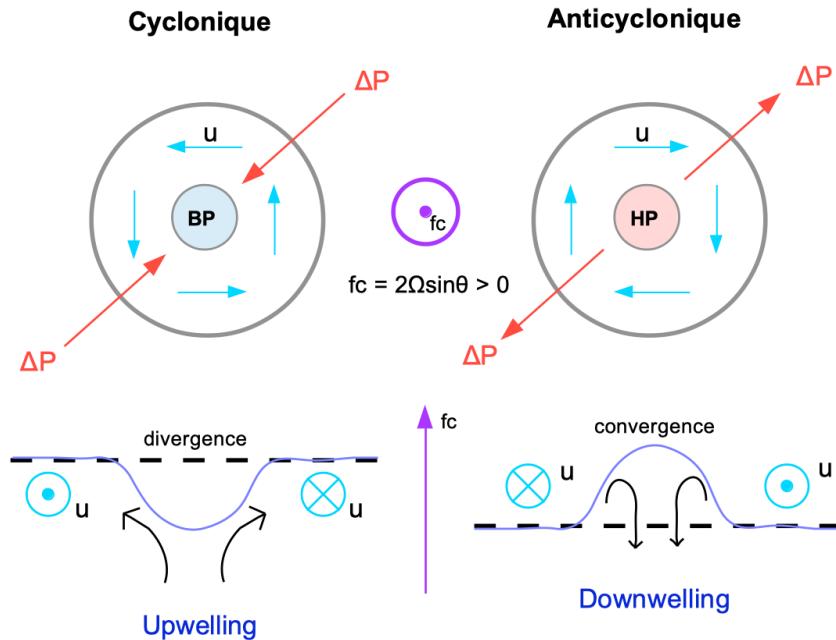


Figure 3 : Schéma de l'équilibre des forces dans les gyres cycloniques et anticycloniques de l'hémisphère Nord (forces de gradient de pression en rouge, force de Coriolis en violet, vitesse des courants en bleu ciel, niveau moyen de l'eau en pointillés noirs).

En plus de la présence de ces deux gyres, l'océan Atlantique Nord est aussi le berceau de l'AMOC, ou circulation méridionale de retourment Atlantique. Cette circulation de retourment est notamment régie par la variation de densité des masses d'eau, induite par des changements de température et de salinité.

L'AMOC consiste en la transformation via refroidissement hivernal (pouvant induire de la convection profonde localisée) des eaux chaudes de surface en provenance des régions subtropicales, et transportées par le Gulf Stream et le Courant Nord Atlantique jusqu'aux hautes latitudes (Wunsch 2002). Elles atteignent alors la mer de Norvège, et les mers du Labrador et du Groenland où elles sont refroidies et chargées en sel par évaporation de l'eau au contact de l'air froid et sec. Ces eaux se densifient et plongent alors vers les profondeurs où elles s'accumulent pour former la masse d'eau NADW (North Atlantic Deep Waters), ou Eau Nord Atlantique Profonde (Colling et al., 2001, chapitre 6.3). Cette masse d'eau est souvent décomposée en plusieurs masses d'eau distinctes qui sont la uLSW (upper Labrador Sea Water), la cLSW (classical Labrador Sea Water), la GFZW (Gibbs Fracture Zone Water), la ISO (Iceland–Scotland Overflow Water), et la DSOW (Denmark Strait Overflow Water), transportées vers le sud par le courant profond de bord Ouest et des routes intérieures plus dispersives (Colling et al., 2001, Haine et al., 2008). La circulation de ces différentes masses d'eau est schématisée en **Figure 9** (Daniault et al., 2016).

Pour refermer cette boucle de circulation thermohaline, il faut que ces masses d'eaux froides et denses remontent vers la surface, quelque part dans l'océan global. Cette remontée s'effectue principalement via deux mécanismes bien distincts : le pompage d'Ekman dans l'océan Austral, et le mélange vertical des masses d'eau abyssales froides avec les masses d'eau plus chaudes qui les surplombent. Ce mélange est particulièrement intense dans les zones de topographie accidentée, de forts courants de bord et de génération d'ondes internes (Whalen et al., 2012). En



effet, le déferlement des ondes internes crée de la turbulence, à l'origine d'un mélange vertical des masses d'eau. Ce mélange peut être détecté par des modifications à fine échelle verticale (quelques mètres) des propriétés des masses d'eau comme la température et la salinité.

La circulation à la frontière subpolaire-subtropicale : le Cap de Flemish.

La zone du Cap de Flemish répond à plusieurs de ces critères, favorables au mélange vertical des masses d'eau. D'abord, le Cap se situe dans la zone de croisement des deux branches principales de l'AMOC : les courants chauds et salés venant du Sud et les courants froids et profonds venant du Nord (Mertens et al., 2014) (**figure 2**).

Ensuite, topographiquement, le Cap de Flemish est un mont sous-marin détaché du plateau continental (grands bancs de Terre Neuve). Les pentes créées par ce mont sont donc abruptes (isobathes resserrées autour du mont), (figure 4). Enfin, la combinaison de la présence de forts courants et d'un relief sous-marin important favorise l'apparition d'ondes internes, à l'origine du mélange diapycnal des masses d'eau.

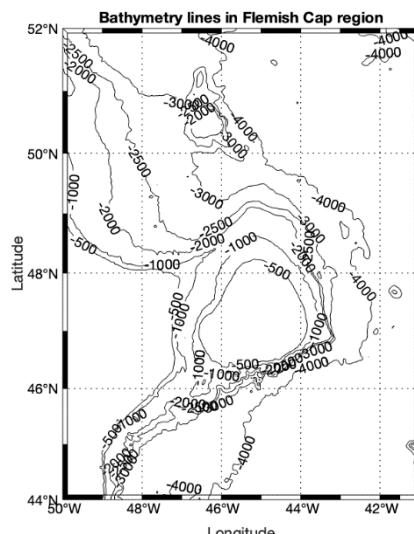
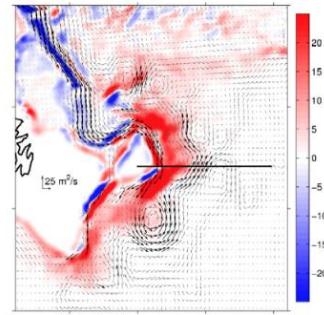


Figure 4 : Carte bathymétrique de la région du Cap de Flemish.

Les modèles numériques montrent une influence particulière de cette région du Cap sur la remontée des eaux denses issues des pôles, soutenue par un mélange diapycnal particulièrement important le long de la pente continentale (Xu et al 2018) (**figure 5**).

Cette zone du Cap présente donc un intérêt particulier dans l'étude du mélange des masses d'eau, et de sa contribution à la circulation thermohaline à l'échelle de l'océan Atlantique Nord.

Figure 5 : Résultat du calcul des quantités de transformation diapycnale (en couleur) et des vecteurs de transport par unité de largeur (flèches noires) issus du modèle numérique de Xu et al., 2018.



La transformation de NADW (en Sv) à travers $\sigma_2 = 36.72$ par mélange diapycnal au voisinage de Terre-Neuve dans un modèle numérique (Xu et al., 2018). L'« upwelling » le long de la pente continentale (valeurs positives) suggère un rôle clé de cette région pour la structure de la circulation méridienne de retournement. Le stage visera à quantifier le mélange diapycnal sous-jacent dans les observations via l'application de paramétrisations fines-échelles à des profils de densité et de vitesse.

Ce stage intervient en tant qu'étude préliminaire au projet CROSSROAD mené par Dr Damien Desbruyères, dont l'un des objectifs est de décrire la transformation diapycnale et les mouvements verticaux des masses d'eau de la "North Atlantic Deep Water" dans la "zone de Transition" de Terre-Neuve, via notamment des observations fines-échelles et microstructure.



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est

24 août 2021





RESUME

Dans le contexte de la circulation océanique globale, la région du Cap de Flemish au large du Canada offre une zone d'étude particulière pour la compréhension de la remontée des masses d'eau profondes formées aux hautes latitudes. En effet, le Cap voit passer à la fois la branche chaude et la branche froide de la circulation méridionale de retourment Atlantique (AMOC), et présente une topographie abrupte propice au déferlement des ondes internes (Whalen et al., 2020) et, par conséquent, à la génération de mélange turbulent petite échelle (Ferron et al., 2014).

La disponibilité d'un important jeu de données Argo, CTD et LADCP sur la région du Cap de Flemish a permis l'identification des masses d'eau profondes uLSW (upper Labrador SeaWater), cLSW (classical Labrador SeaWater), GFZW (Gibbs Fracture Zone Water), et DSOW (Denmark Strait Overflow Water).

L'utilisation d'un modèle de paramétrisation fine échelle (Ferron et al., 2014, 2017 ; Whalen et al., 2012) a permis le calcul du taux de dissipation ϵ , de la diffusivité K et de la fréquence de flottabilité N2, et d'en déterminer les variations temporelles et spatiales dans la région du Cap de Flemish. Ainsi, le mélange est plus important dans les 500 derniers mètres jusqu'au fond, et s'intensifie en présence d'une pente plus importante. Les variations spatiales montrent un mélange moins intense mais une stratification des masses d'eau plus importante dans la région du Flemish Pass, qui fait alors l'objet d'une étude particulière lors du calcul des flux turbulents de température et salinité entre les masses d'eau.

Le calcul de la divergence de ces flux turbulents calculée sur l'ensemble de la région permet d'accéder au sens et à la quantification des transferts de chaleur et de sel ayant lieu entre les masses d'eau au Cap de Flemish. Enfin, le calcul des quantités de chaleur et de sel gagnées ou perdues par les masses d'eau durant leur passage par le Cap suggère une faible contribution du mélange vertical turbulent fine échelle à la modification totale des propriétés des masses d'eau dans la région.

Ce résultat reste nuancé par la dispersion spatiale et temporelle du jeu de données, ainsi que par l'utilisation d'un modèle de calcul indirect des quantités du mélange qui pourraient nous faire manquer des informations quant au réel impact des ondes internes sur le mélange turbulent vertical au Cap de Flemish.

Cette étude préliminaire au projet CROSSROAD met donc en avant l'importance des régions du Flemish Pass et de la Pointe du Cap comme zones d'études propices à la compréhension du mélange. L'utilisation de capteurs microstructure permettant une mesure directe du taux de dissipation, ainsi que des mouillages fixes effectuant des mesures dans le temps comme le MicroRiYo assurerait également un jeu de données plus homogène et plus précis.



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est

24 août 2021





ABSTRACT

In the context of global ocean circulation, the Flemish Cape region off the coast of Canada provides a special study area for understanding the rise of deep-water masses formed at high latitudes. The Flemish Cape contains both the warm and cold branches of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC), and has a steep topography leading to breaking internal waves (Whalen et al., 2020) and, therefore, the generation of small-scale turbulent mixing (Ferron et al. 2014). The availability of a large dataset of Argo, CTD and LADCP data on the Flemish Cape area has enabled the identification of deep water masses : uLSW (upper Labrador SeaWater), cLSW (classical Labrador SeaWater), GFZW (Gibbs Fracture Zone Water), et DSOW (Denmark Strait Overflow Water).

The use of a fine-scale parameterization model (Ferron et al. 2014, 2017; Whalen et al. 2012) allowed the calculation of dissipation rate ϵ , diffusivity K and buoyancy frequency N², and to determine their temporal and spatial variations in the Flemish Cape region.

Mixing is greater in the last 500 meters to the bottom and intensifies in the presence of a greater slope. Spatial distribution shows a less intense mixing but a greater stratification of water masses in the Flemish Pass area, which is then the subject of a special study when calculating turbulent flows of temperature and salinity between water masses. The calculation of the divergence of these turbulent fluxes calculated over the whole region provides the quantification of the heat and salt transfers taking place between the water masses at Flemish Cape. Finally, the calculation of heat and salt gain or loss by the water masses during their passage through the Cape suggest a small contribution of the fine-scale turbulent vertical mixing to the overall change in the properties of the water masses in the region.

However, this result is moderated by the spatial and temporal dispersion of the dataset, as well as the use of an indirect calculation model of the quantities of the mixing. In fact, this could lead to a lack of information about the real impact of internal waves on the vertical turbulent mixture at Flemish Cape.

This preliminary study of the CROSSROAD project therefore highlights the importance of the Flemish Pass and Flemish Tip regions as important study areas to understand the mixing. The use of microstructure sensors allowing direct measurement of the dissipation rate, as well as fixed anchorages performing measurements over time as the MicroRiYo would also ensure a more homogeneous and accurate dataset.



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est

24 août 2021





I – INTRODUCTION

Le positionnement et le relief particulier de la zone du Cap de Flemish intéressent la communauté scientifique depuis déjà plusieurs décennies. Qu'il s'agisse d'étudier la circulation des courants dans la zone (Mertens et al., 2014), le changement des caractéristiques des masses d'eau (Stramma et al., 2004), ou les caractéristiques du mélange turbulent (Walter et al., 2005), de nombreuses campagnes de mesures ont été menées au fil des années, pour tenter de qualifier et quantifier l'influence du Cap de Flemish sur les eaux de l'Atlantique Nord.

Plusieurs campagnes de mesures océanographiques par bateau ont été menées dans la zone depuis 2003, permettant la constitution d'un important jeu de données CTD/ADCP qui vient compléter les données des flotteurs Argo, limitées à 2000 m de profondeur. Ces mesures nous donnent ainsi accès aux données de température et salinité des eaux, et vitesse des courants sur toute la région du Cap, de la surface jusqu'au fond, et sur plusieurs années.

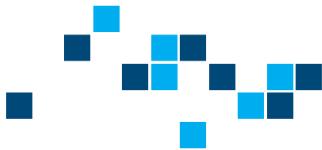
Toutes ces données permettent l'étude de la région du Cap de Flemish en termes de température, salinité et densité des eaux, et donc l'identification des masses d'eau. Elles permettent aussi la quantification du mélange, notamment grâce aux données de vitesses et à l'utilisation d'un modèle de paramétrisation fine échelle, qui calcule les quantités relatives au mélange. L'accès à ces quantités se fait donc à partir d'une paramétrisation fine échelle utilisée dans d'autres études de quantification du mélange (Ferron et al., 2014, 2017, Whalen et al., 2012), et détaillée plus loin dans ce rapport (**partie Matériel et méthode**). Dans ce modèle, les données de vitesses servent de point de départ au calcul de l'énergie cinétique turbulente.

L'objectif principal de ce stage est la prise en main de ce jeu de données ainsi que le modèle de calcul fine échelle associé pour cartographier le mélange diapycnal et la transformation des masses d'eau dans la région du Cap de Flemish.

En premier lieu, cela consiste à exploiter les données Argo et CTD de température et salinité pour visualiser la zone et identifier les masses d'eau profondes en présence.

Dans un second temps, il s'agit d'utiliser le modèle de paramétrisation fine échelle pour accéder aux données du mélange. Ces données sont alors analysées selon leurs variations spatiales et temporelles, avant de servir aux calculs de flux de chaleur et de sel entre les masses d'eau.

L'objectif final est de déterminer la quantité de chaleur et de sel gagnée ou perdue par les masses d'eau profondes, sous l'effet du mélange turbulent vertical, lors de leur passage dans la "zone de transition" du Cap de Flemish.



II - MATERIELS ET METHODES

Pour toute la durée du stage et pour toutes les analyses, cartes, graphiques et calculs que nous avons réalisés, nous avons utilisé le logiciel de calcul et programmation scientifique MATLAB. De plus, le LOPS met à disposition de chaque stagiaire un ordinateur personnel et une session de travail qui lui permettent d'avoir accès aux documents scientifiques en ligne, faire des sauvegardes sur les serveurs, communiquer des données avec les autres chercheurs du site et faire tourner des programmes de manière rapide et efficace.

II - 1 : Equations générales

Pour étudier les transferts d'énergie associés aux processus turbulents 3D dans l'océan (échelles allant du centimètre au mètre), on s'intéresse à l'équation de transport de l'énergie cinétique turbulente notée k , qui vaut $k = \frac{1}{2} \overline{u'_i u'_i}$, avec $\overline{u'_i}$ la moyenne de la partie turbulente de la vitesse u . Cette équation provient de l'équation générale du mouvement (1), à laquelle on introduit la décomposition de Reynolds des vitesses qui consiste en un terme moyen suivi d'un terme turbulent : $u_i = \overline{u}_i + u'_i$.

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j^2} + \rho g \quad (1)$$

$$\frac{\partial \overline{u}_i}{\partial t} + \overline{u}_j \frac{\partial \overline{u}_i}{\partial x_j} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{P}}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\mu \frac{\partial \overline{u}_i}{\partial x_j} - \rho \overline{u'_i u'_j} \right) + \rho g \quad (2)$$

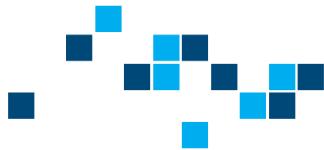
On obtient alors l'équation du mouvement moyen (2) que l'on transforme, selon plusieurs étapes de calcul, en équation de transport de k :

$$\underbrace{\frac{\partial k}{\partial t}}_{\text{Local derivative}} + \underbrace{\overline{u}_j \frac{\partial k}{\partial x_j}}_{\text{Advection}} = - \underbrace{\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \overline{u'_i p'}}{\partial x_i}}_{\text{Pressure diffusion}} - \underbrace{\frac{1}{2} \frac{\partial \overline{u'_j u'_j u'_i}}{\partial x_i}}_{\text{Turbulent transport } T} + \underbrace{\nu \frac{\partial^2 k}{\partial x_j^2}}_{\text{Molecular viscous transport } \mathcal{P}} - \underbrace{\overline{u'_i u'_j} \frac{\partial \overline{u}_i}{\partial x_j}}_{\text{Production } \mathcal{P}} - \underbrace{\nu \frac{\partial \overline{u'_i}}{\partial x_j} \frac{\partial \overline{u}'_i}{\partial x_j}}_{\text{Dissipation } \varepsilon_k} - \underbrace{\frac{g}{\rho_0} \overline{u'_i} \delta_{i3}}_{\text{Buoyancy flux } b}$$

De cette équation contenant de nombreux termes, on ne conserve que les termes de production (\mathcal{P}), taux de dissipation (ε), et diffusivité (B) (ou ici flux de flottabilité, qu'on note aussi F_p) afin d'obtenir le bilan énergétique suivant :

$$(3) \quad \begin{aligned} - \overline{u' w'} \frac{\partial z}{\partial U} &= \frac{g}{\bar{\rho}} \overline{w' \rho'} + \epsilon \\ P & \qquad \qquad \qquad B \qquad \qquad \qquad \epsilon \end{aligned}$$

Ceci (3) constitue le bilan simplifié des échanges ayant lieu dans l'océan aux échelles de la turbulence 3D, entre la production d'énergie cinétique turbulente et son transfert en énergie potentielle par diffusivité, et énergie interne par dissipation. De manière générale, l'énergie cinétique turbulente (ECT) est diffusée à hauteur de 20%, et dissipée à 80%.



II - 2 : Production d'ECT et lien avec les ondes internes

La production d'énergie cinétique turbulente, et donc de mélange entre les masses d'eau peut être initiée par plusieurs paramètres ou processus relatifs à la dynamique océanique, et notamment à la présence d'ondes internes. L'interaction entre un courant et une topographie abrupte, l'énergie du vent ou des marées, l'énergie des tourbillons méso-échelle (Whalen et al., 2012), sont autant d'éléments qui influencent la formation et le devenir des ondes internes océaniques. Les ondes internes sont similaires aux ondes de surface, que l'on peut observer à l'interface air-eau par la présence de vagues. Ici, la perturbation a lieu entre deux isolignes de densité différente à l'intérieur de l'océan, et se propage de manière oblique (pas uniquement sur l'horizontale).

Lors de leur passage, les ondes internes induisent des perturbations à petite échelle du champ de vitesse sur la verticale (**shear**) ainsi que sur la position des isopycnes (**strain**) (isopycne = ligne qui sépare les masses d'eau de différente densité, ligne/surface où la densité est égale à une valeur constante donnée).

La longueur d'onde des ondes internes est plus grande que celle des ondes de surface, et leur amplitude varie en fonction de la profondeur. Dans certaines situations, plus on est en profondeur, plus l'amplitude est élevée. Cela dépend du processus qui les génère et de l'intensité de la stratification. Leur fréquence varie en fonction du processus physique dont elles sont issues. Ainsi, si les ondes internes sont générées par le vent, leur fréquence sera proche de la fréquence inertielle $f = 2\Omega \sin(\phi)$.

Si elles sont générées par la marée, leur fréquence sera diurne et/ou semi-diurne (accompagnée par des harmoniques de ces fréquences). Lorsqu'elles se propagent dans l'océan, ces ondes peuvent également entrer en interactions avec d'autres ondes ou avec la topographie, créant ainsi de nouvelles ondes internes de fréquences différentes (**figure 6**). En général, la plage de fréquence sur laquelle s'étendent les ondes internes varie de la fréquence inertielle f à la fréquence de flottabilité N . La valeur de leur fréquence influence l'angle de leur rayon de propagation.

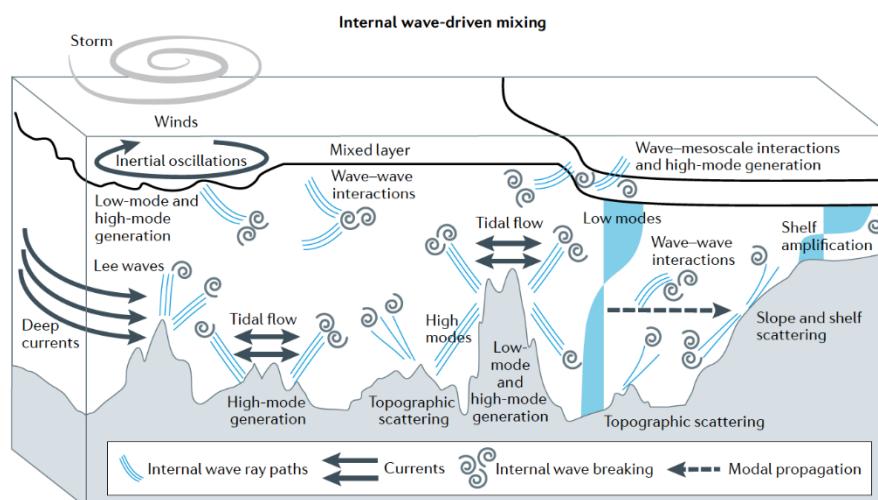
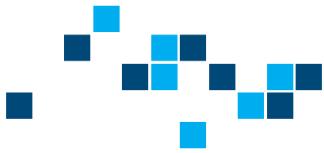


Figure 6 : Les différents types d'ondes internes et leur propagation, selon Whalen et al., 2020.





C'est l'observation de ces ondes internes via celle de la variance verticale de vitesse (shear) ainsi que la quantification du mouvement des lignes isopycnies qui nous permettront de caractériser le mélange dans la zone qui nous intéresse.

II - 3 : Dissipation, diffusivité, et fréquence de flottabilité

Comme nous l'avons vu dans l'équation bilan (3), l'énergie cinétique turbulente créée ici par les ondes internes va être transférée en énergie potentielle par diffusivité, et en énergie interne par dissipation.

Qu'est-ce que la dissipation ?

La dissipation correspond à la conversion d'ECT en chaleur (vibration des molécules). Elle a lieu à très petite échelle, là où les gradients de vitesses sont les plus forts, dans des champs de vitesse globalement faible. Cependant dans l'océan, ce réchauffement induit par la dissipation est faible car la capacité calorifique de l'eau est très grande (il faut 4200 J pour éléver un 1kg d'eau de 1°C).

Qu'est-ce que la diffusivité ?

La diffusivité verticale de température et de salinité correspond à la conversion de l'énergie cinétique turbulente en énergie potentielle, lorsque sont créés des transferts turbulents de sel et de chaleur sur la verticale. Dans un fluide au repos, la diffusivité des propriétés de deux fluides différents se fait à l'échelle moléculaire, de proche en proche. Lorsque ce fluide est en mouvement turbulent, les tourbillons ou autres perturbations que crée ce mouvement vont décupler l'effet de la diffusion moléculaire en créant un flux vertical turbulent. Le fluide ainsi mis en mouvement va pouvoir convertir cette énergie cinétique turbulente en énergie potentielle de mélange.

Dans l'océan, les processus de diffusivité et de dissipation interagissent pour transformer l'ECT produite dans le système. Ils garantissent ainsi le principe de conservation de l'énergie, appliqué au système fermé que constitue l'océan pris loin des "parois" avec lesquelles il serait susceptible d'échanger de l'énergie. Ainsi, le mélange va redistribuer la chaleur et la salinité et induire une redistribution de masse sur la verticale (changement d'énergie potentielle), sans changer la chaleur et la quantité de sel totale du système.

Pour quantifier ce mélange, nous faisons appel à un modèle qui permet de calculer, de manière indirecte, le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente en un point donné de l'espace. Une mesure directe de ce taux de dissipation est possible, et consiste en la mesure à petite échelle de la variance de cisaillement vertical des vitesses horizontales et de la viscosité de l'eau (selon la formule générale de la dissipation $\varepsilon = 7,5 \nu \langle u_z^2 \rangle$, avec u_z le cisaillement vertical des vitesses (Ferron et al., 2014, 2017)).

Dans notre cas, nous ne disposons pas de telles données directes du taux de dissipation. L'idée est donc d'utiliser une méthode indirecte, permettant d'obtenir une valeur approchée de ce taux de dissipation. Cette méthode implique la mise en place d'une paramétrisation de l'équation du taux de dissipation, et l'utilisation des données CTD-ADCP récoltées lors des campagnes en mer dans la région.

Pour accéder aux autres quantités du mélange, il est utile d'introduire le flux de flottabilité et la valeur du coefficient d'efficacité de mélange. En effet, lorsque les ondes internes déferlent, elles



créent de l'énergie cinétique turbulente qui est ensuite perdue en dissipation visqueuse ε ou en énergie potentielle (travail "contre" les gradients de densité de l'océan F_ρ (flux turbulent de flottabilité)). On introduit alors le coefficient d'efficacité du mélange Γ pour relier ces deux grandeurs : $\Gamma = \frac{F_\rho}{\varepsilon} \approx 0,2$ (Whalen et al., 2012, Ferron et al., 2017). Cette valeur indique que la conversion d'ECT en énergie potentielle ne représente que 20% de ce qui est converti en dissipation. Cette valeur de 0.2 est supposée assez représentative du déferlement des ondes internes, mais peut être significativement différente pour d'autres types d'instabilités. On peut alors introduire le terme de diffusivité diapycnale K tel que $K = \frac{\Gamma \varepsilon}{N^2}$ et $F_\rho = KN^2$, avec N^2 la fréquence de flottabilité.

La fréquence de flottabilité N^2 traduit l'intensité avec laquelle un fluide est stratifié, c'est-à-dire à quel point les masses de fluide qui se superposent ont des caractéristiques différentes ou non. Ainsi, quand N^2 est fort, cela signifie que le fluide est fortement stratifié. N^2 illustrant l'oscillation d'une particule de fluide entre les couches de fluide, lorsque le fluide est fortement stratifié, la force de rappel exercée par le fluide sur la particule pour la ramener dans sa position d'équilibre est plus forte. Autrement dit, un fluide fortement stratifié est considéré comme stable. La particule a donc tendance à osciller plus rapidement (N^2 plus grand), et l'énergie requise à la particule pour osciller d'une couche à une autre est plus importante que dans un fluide moins stratifié.

Le modèle de calcul, après paramétrisation de l'équation du taux de dissipation, nous permettra donc d'accéder aux quantités de ε , K , F_ρ , et N^2 pour la région du Cap de Flemish.

II - 4 : Paramétrisation de l'équation du modèle

L'équation principale du modèle est celle permettant de calculer le taux de dissipation ε à partir d'une estimation des perturbations de vitesse et des isopycnes induites par la présence d'ondes internes. En effet, la première version de cette équation (4), proposée par Gregg (1989), est fonction de plusieurs rapports entre les données de fréquence de flottabilité (N) et de variance du cisaillement de vitesse mesurées, et les données contenues dans une référence appelée "Spectre des ondes internes de Garrett et Munk". Ce spectre décrit la répartition de l'énergie des ondes internes en fonction de leur fréquence. Les résultats de ces rapports sont ensuite multipliés à une valeur de référence du taux de dissipation $\varepsilon_0 = 7 \times 10^{-10} W \cdot kg^{-1}$, issue là encore du modèle de Garrett et Munk.

$$(4) \quad \varepsilon_{G89} = \varepsilon_0 \left(\frac{N}{N_0} \right)^2 \frac{\langle V_z^2 \rangle^2}{\langle V_{zGM}^2 \rangle^2}$$

Cependant, cette première version montre des différences trop importantes entre ce ε calculé et le ε mesuré directement, en particulier dans les zones proches de la topographie dans lesquelles les ondes internes ont une fréquence bien particulière.

Une modification a donc été apportée par Polzin et al., (1995) par l'ajout d'une correction en fréquence, représentée par la fonction h :

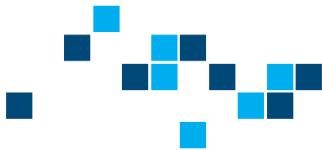
$$(5) \quad \varepsilon_{P95} = \varepsilon_{G89} h(R_\omega)$$



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est

24 août 2021



avec

$$h(R_\omega) = \frac{3}{4} \left(1 + \frac{1}{R_\omega}\right) \sqrt{\frac{2}{R_\omega - 1}}$$

et $R_w = \frac{\langle V_z^2 \rangle}{N^2 \langle \xi_z^2 \rangle}$, le ratio de variance “shear-to-strain”, qui varie en fonction de la fréquence des ondes internes. Ainsi, ce ratio représente le rapport entre l'énergie cinétique par le terme de shear (cisaillement vertical du courant) $\langle V_z^2 \rangle$, et l'énergie potentielle par le terme de strain (distorsion ou variance du mouvement des isopycnes) $\langle \xi_z^2 \rangle$.

Une mesure de ce strain nous indique si les isopycnes se rapprochent/s'éloignent ou bien gardent une distance constante entre elles au cours du temps. Une mesure répétée au même point de l'espace permet donc d'observer facilement cette distorsion.

Cependant, dans notre cas, nous ne disposons que d'une seule mesure, réalisée à un instant donné en un point de l'espace. L'obtention de cette valeur de distorsion des isopycnes se fera donc par l'application d'une moyenne glissante sur les valeurs des isopycnes le long d'une certaine échelle verticale, puis une comparaison de chaque valeur à cette moyenne pour obtenir un terme d'anomalie. C'est ce terme d'anomalie qui constitue la valeur de la distorsion des isopycnes due à la présence d'ondes internes pour les profils.

La fonction h étant une fonction de correction de fréquence, elle nous donne une indication sur la fréquence des ondes internes mesurées. Ainsi, si la fréquence de l'onde interne est proche de f , alors l'angle du rayon de propagation de l'onde se rapprochera de l'horizontale. Le cisaillement vertical des vitesses sera donc fort tandis que la distorsion sera affaiblie (les ondes internes ont alors une forte signature sur l'énergie cinétique et une faible signature sur l'énergie potentielle). Si la fréquence de l'onde interne est proche de N , l'angle du rayon de propagation sera proche de la verticale, et le cisaillement vertical des vitesses sera moins important. La distorsion quant à elle sera plus forte (dans ce cas les ondes internes ont moins d'énergie cinétique et plus énergie potentielle que celles générées à f).

En 2003, Gregg et al., (2003) propose une nouvelle version de l'équation de ce taux de dissipation en y ajoutant un terme j prenant en compte la variation des ondes internes selon la latitude. Cette correction implique donc la fréquence inertielle f dont la valeur change en fonction de la latitude.

(6)

$$\varepsilon_{G03} = \varepsilon_{P95} j(f/N)$$

avec

$$j(f/N) = \frac{f \cosh^{-1}(N/f)}{f_{30} \cosh^{-1}(N_0/f_{30})}$$

f_{30} représente la valeur de la fréquence inertielle prise à 30° de latitude.

Les trois versions de ce calcul du taux de dissipation sont implémentées dans le modèle que nous utilisons pour notre étude. Nous choisissons d'utiliser la version ε_{G03} pour nos analyses car c'est la plus aboutie. Ce sont les données CTD (température, salinité, densité) et LADCP (vitesses) selon la profondeur, issues des 761 profils sélectionnés dans la région du Flemish Cap qui nous permettront de calculer les paramètres décrits dans ce calcul (fréquence, cisaillement, et distorsion), et d'accéder à l'ensemble des quantités du mélange (ε , K , et N^2).

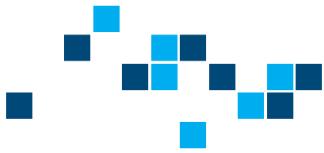


UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est

24 août 2021





II - 5 : Calcul des flux turbulents et de leur divergence

Calcul des flux turbulents

Une fois les quantités du mélange calculées, il est possible d'accéder aux quantités de flux turbulents verticaux de chaleur, de sel, et de flottabilité échangés par les masses d'eau.

Avant de calculer les flux, il faut d'abord calculer les gradients de température et de salinité sur la verticale. On se place alors sur une grille en profondeur, et on regarde la variation de T et S sur un intervalle dz de 10 mètres de profondeur.

Ensuite, pour obtenir le flux turbulent, on multiplie la valeur du gradient par la valeur de diffusivité K, moyennée sur l'intervalle de profondeur considéré. On obtient un flux turbulent, pour la température, de la forme :

$$F_T = -K_{dz} \left(\frac{T_z - T_{z+dz}}{\partial z} \right) = -K_{dz} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{dz}$$

Ainsi, un flux turbulent négatif indiquera un transfert de chaleur (salinité) du haut vers le bas, et un flux turbulent positif indiquera un transfert de chaleur (salinité) du bas vers le haut.

On peut définir aussi le flux turbulent de flottabilité tel que :

$$F_\rho = K_\rho N^2 = K_\rho \left(-\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) = -\frac{g}{\rho_0} K_\rho \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

Avec $K_\rho \frac{\partial \rho}{\partial z}$ le flux turbulent associé à la densité. Dans le cas d'une turbulence associée aux ondes internes qui prend sa source dans le cisaillement de vitesses horizontales (**équation 3**), on considère que la diffusivité K est identique pour la densité, la température ou le sel soit : $K_\rho = K_T = K_S$.

En première approximation, l'équation d'état de la densité peut s'exprimer linéairement comme : $\rho = \rho_0(1 - \alpha T + \beta S)$

Ainsi, on a : $\frac{\partial \rho}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 - \rho_0 \alpha T + \rho_0 \beta S) = -\rho_0 \alpha \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_0 \beta \frac{\partial S}{\partial z}$

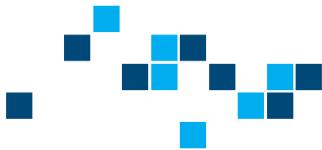
avec α le coefficient de dilatation thermique et β le coefficients de contraction haline, que l'on peut tous deux déterminer à l'aide des fonctions de la Toolbox GSW de MATLAB.

Le flux turbulent diffusif peut alors s'écrire en fonction de la température et de la salinité de la manière suivante :

$$F_\rho = K_\rho N^2 = -\frac{g}{\rho_0} K_\rho \frac{\partial \rho}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0} K_\rho \left(-\rho_0 \alpha \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_0 \beta \frac{\partial S}{\partial z} \right) = g K_\rho \left(-\alpha \frac{\partial T}{\partial z} + \beta \frac{\partial S}{\partial z} \right) = g(-\alpha F_T + \beta F_S)$$

Cette nouvelle expression nous permet de mettre en avant les rôles respectifs du flux turbulent de température et du flux turbulent de salinité sur le flux turbulent de flottabilité. Elle nous permet également de vérifier la cohérence entre nos graphiques de flux turbulents de température et salinité avec le graphique de flottabilité obtenu à partir du calcul direct de N^2 .





Calcul des divergences de flux

Après le calcul des flux turbulents, nous pouvons calculer les divergences de ces flux turbulents entre les masses d'eau afin de déterminer la quantité de chaleur et de sel gagnée ou perdue par les masses d'eau. Pour comprendre d'où vient l'expression du calcul de la divergence, il est utile de détailler le développement de l'équation de diffusion, prise ici pour une quantité quelconque notée C.

On part donc de l'équation de diffusion d'une quantité C :

$$\frac{1}{V} \frac{\partial M}{\partial t} = -\nabla \cdot F = \frac{\partial C}{\partial t}$$

Avec M la masse de fluide dans un volume V, $\nabla \cdot F$ la divergence de flux à travers un cube de volume V, et $\frac{\partial C}{\partial t}$ la variation de quantité C dans un cube. Le flux peut être séparé en deux composantes :

- le flux d'advection : $F_A = u \times C$
- le flux diffusif : $F_{Dx} = -K \frac{\partial C}{\partial x}$ (en 3D : $F_D = -K \times \nabla \cdot C$)

avec $u=(u, v, w)$ la vitesse au centre du cube, et K la diffusivité.

On a donc : $\frac{\partial C}{\partial t} = -\nabla \cdot (F_A + F_D) = -\nabla \cdot (uC) + K\nabla^2 C$

$$\rightarrow \frac{\partial C}{\partial t} + \nabla \cdot (uC) = K\nabla^2 C$$

On se place dans l'hypothèse du fluide incompressible, ce qui nous mène à :

$$\rightarrow \nabla \cdot (uC) = C \times \nabla \cdot u + (u \cdot \nabla) \times C = (u \cdot \nabla) \times C = u \times \operatorname{div}(C)$$

car $\operatorname{div}(u) = 0$.

Alors on a finalement :

$$\frac{dC}{dt} = \frac{\partial C}{\partial t} + (u \cdot \nabla) \times C = K \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} = -\frac{\partial F_C}{\partial z}$$

selon la verticale.

Ainsi, la divergence du flux turbulent de température s'écrit : $\operatorname{div} F_T = -\frac{\partial F_T}{\partial z}$

La divergence du flux turbulent de salinité s'écrit : $\operatorname{div} F_S = -\frac{\partial F_S}{\partial z}$

Une multiplication de ces termes de divergence de flux par une valeur de temps de résidence de des masses d'eau dans la zone du Cap de Flemish nous permettra alors d'étudier la modification des masses d'eau en termes de chaleur et de sel due au mélange turbulent vertical petite échelle dans la zone.

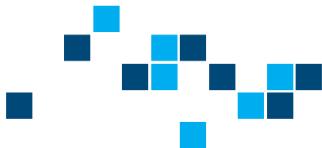


UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est

24 août 2021





II - 6 : Présentation des jeux de données

Données Argo

Le réseau Argo est composé d'environ 3500 flotteurs, déployés dans les océans du monde entier pour effectuer des mesures de pression, température et salinité des eaux. Lors de sa campagne de mesure, qui dure en général 4 ans (durée de vie de l'appareil), chaque flotteur réalise des cycles de 10 jours comportant une première descente jusqu'à 1000 m de profondeur suivie d'une dérive de 9 jours durant laquelle il mesure température et salinité,

Ensuite, le flotteur plonge à 2000 m avant d'entamer une remontée au cours de laquelle il réalise des mesures de température et salinité tous les mètres jusqu'à la surface. Une fois à la surface, il transmet les données via satellite avant de plonger pour un nouveau cycle (<https://www.naos-equipex.fr/Argo/Le-Flotteur-Argo>).

Les flotteurs Argo déployés dans la zone du Cap de Flemish nous donnent accès aux données de température et salinité (potentielles et exactes) entre 2002 et 2015. L'exploitation de ces données nous permet alors d'observer les champs de température, salinité et densité depuis la surface jusqu'à 2000 m de profondeur.

Données CTD/ADCP

Les profils CTD/ADCP sont obtenus à l'aide d'appareils de mesures déployés à partir de navires océanographiques. La sonde CTD (pour Conductivity Temperature Depth) comporte des capteurs de pression pour mesurer la profondeur, de conductivité pour mesurer la salinité ainsi qu'une sonde thermique. Le courantomètre ADCP (pour Acoustic Doppler Current Profiler) utilise le son pour mesurer les courants. En effet, lorsqu'il est déployé, le capteur ADCP envoie une onde acoustique à une certaine fréquence et "écoute" sa réflexion, notamment lorsqu'elle rencontre une particule. L'effet Doppler entre l'onde émise et celle captée après collision est proportionnelle à la vitesse du courant. Ce type de capteur permet une mesure rapide et utile pour déterminer des profils verticaux de vitesse horizontale tous les 10 m (Colling et al., 2001, chapitre 4.3).

Pour étudier la zone du Cap plus en profondeur, nous disposons d'une collection de 761 profils CTD/ADCP réalisés au cours de campagnes par bateau (**figure 7a**) par l'Institut de Physique Environnemental de l'Université de Bremen en Allemagne. Ces campagnes ont été menées entre 2002 et 2020 de manière quasi-annuelle, et toujours entre les mois d'avril et août (**figure 7b**).



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est

24 août 2021



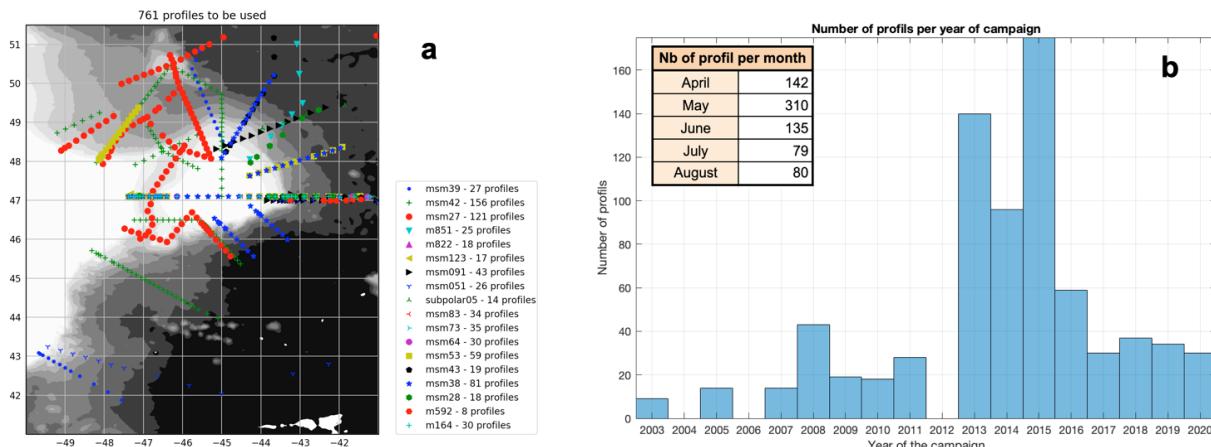


Figure 7 : Carte des 761 profils CTD/ADCP disponibles dans la région du Cap de Flemish (**a**), répartition des profils CTD/ADCP réalisés dans la région du Cap de Flemish en fonction de l'année et du mois (**b**).

L'exploitation de ces jeux de données nous permet d'observer les variations spatio-temporelles des quantités du mélange dans cette région, avant d'effectuer des calculs de divergence de flux turbulent et caractériser ainsi les changements en température et salinité des masses d'eau.



III – RESULTATS

PARTIE A : Exploitation des données Argo et CTD

Les mesures in situ réalisées grâce à la flotte Argo ou aux campagnes par bateaux ont permis d'obtenir un jeu de données de température, salinité, densité et de vitesse de l'eau en fonction de la profondeur. Le but de ce travail préliminaire est d'étudier ces données et d'en tirer les informations relatives aux principaux courants et masses d'eau en présence dans la zone du Cap du Flemish, que l'on choisit dans un premier temps de délimiter entre 60°N et 35°S, et entre 30°W et 60°W.

A – 1 : Données Argo et identification des principaux courants, et masses d'eau supérieures

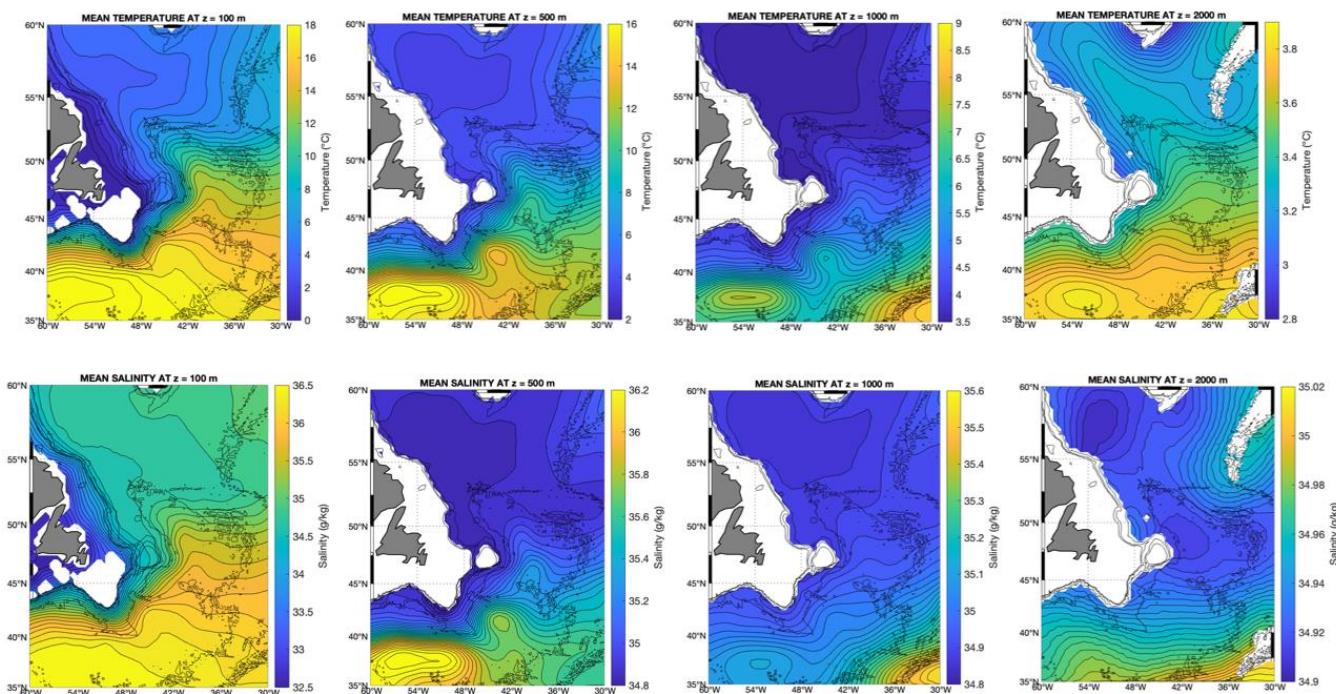


Figure 8 : Cartes de température (ligne du haut) et salinité (ligne du bas) à 100, 500, 1000 et 2000m de profondeur, issus des données Argo.

Les gradients que l'on observe sur les cartes de la **figure 8** ont sensiblement la même forme pour les cartes de température et de salinité. Leur observation à différents niveaux de profondeur permet de mettre en évidence la forme des principaux courants et masses d'eau de la zone du Cap. Cependant, sur ces cartes, tous les courants et masses d'eau ne sont pas identifiables car seule leur composante barocline peut être identifiée. En effet, leur composante barotrope n'est pas visible sur ces cartes car elle implique que les isobares soient parallèles aux isopycnes, donc que les quantités telles que la température, la salinité ou les courants ne changent pas sur une même profondeur (même ligne isobare). Ici, les gradients de couleur indiquent la présence de

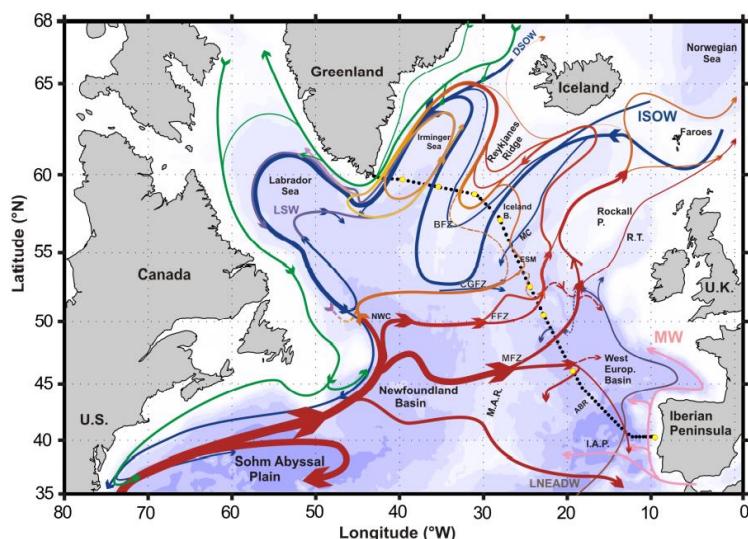




POLYTECH
NANCY

lignes isopycnes inclinées par rapport aux lignes isobares, signature de la présence des courants et masses d'eau aux caractéristiques de température et de salinité particulières.

Ainsi, en sub-surface (100 m de profondeur), le front entre les eaux chaudes et salées d'origines subtropicales et les eaux froides et douces d'origine subpolaire est clairement visible. On distingue les courants chauds de surface (Gulf Stream et NAC) et leurs branches dirigées vers l'Est, visibles sur le schéma des courants proposés par Daniault et al., 2016 (**figure 9**). Le signal d'eaux chaudes et salées visible à partir de 1000m de profondeur correspond aux eaux de la Méditerranée, qui rejoignent l'océan Atlantique Nord après leur passage par le détroit de Gibraltar.



(DSOW), Iceland–Scotland Overflow Water (ISOW), Labrador Sea Water (LSW), Mediterranean Water (MW), and Lower North East Atlantic Deep Water (LNEADW).

Figure 9 : Schéma des principaux courants de l'Atlantique Nord par Daniault et al., 2016. La bathymétrie est tracée en couleur avec changement de couleur à 100 m, à 1000 m et tous les 1000 m en dessous de 1000 m. L'emplacement des stations hydrographiques OVIDE est indiqué par des points noirs. Des points jaunes marquent les limites des régions utilisées pour les calculs de transport. Les principales caractéristiques topographiques de l'Atlantique Nord Subpolaire sont nommées : Azores-Biscay Rise (ABR), Bight Fracture Zone (BFZ), Charlie–Gibbs Fracture Zone (CGFZ), Faraday Fracture Zone (FFZ), Maxwell Fracture Zone (MFZ), Mid-Atlantic Ridge (M.A.R.), Iberian Abyssal Plain (I.A.P.), Northwest Corner (NWC), Rockall Trough (RT), Rockall Plateau (Rockall P.) and Maury Channel (MC). The main water masses are indicated: Denmark Strait Overflow Water Sea Water (LSW), Mediterranean Water (MW), and

Les gradients resserrés apparaissant le long du plateau continental des hautes latitudes indiquent la présence de courants froids et denses de la région (en bleu sur les cartes des **figures 2 et 9**). On distingue ainsi le courant du Labrador puis le courant profond de bord Ouest (DWBC) le long des côtes du Canada et son cheminement le long des US. A partir de 1000m de profondeur, on distingue la masse d'eau LSW (Labrador Sea Water) formée en mer du Labrador (Nord Ouest de la carte, **figure 8**) et qui se distingue des autres masses d'eau par sa faible salinité. A 2000m de profondeur, les gradients se resserrent au Nord de la carte pour faire apparaître la masse d'eau ISOW (Iceland-Scotland Overflow Water) à l'Est, qui se distingue quant à elle par une signature légèrement plus salée que les eaux environnantes, autour de la dorsale de Reykjanes.

En comparant ces cartes avec la carte des courants de Bower et al., 2009, et celle de Daniault et al., 2016, on identifie les courants chauds venant du Sud et les courants froids venant du Nord. Dans la région du Cap de Flemish, on observe donc bien à la fois la branche haute (eaux chaudes et légères du courant Nord atlantique) et la branche profonde (eaux froides et denses du courant de bord Ouest) de l'AMOC.

Cependant, les profils Argo étant limités en profondeur à 2000m, ils ne permettent pas l'identification de courants ou masses d'eau en dessous de cette profondeur. Ces informations peuvent nous être fournies par les données des profils CTD, réalisés dans la zone du Cap de Flemish par bateau.



POLYTECH
NANCY

A – 2 : Données CTD et identifications des masses d'eau profondes

Les données CTD que nous utilisons sont issues des 761 profils mesurés dans la zone du Cap de Flemish. Afin d'analyser ces profils, nous choisissons de diviser la zone en 4 zones (**figure 10**) :

- la zone Nord, qui contient les eaux subpolaires transportées vers le sud par le courant de bord Ouest (168 profils)
- la zone de la Pointe du Cap, qui constitue une zone de transition entre le domaine subpolaire et le domaine subtropical (329 profils)
- la zone Sud qui contient les eaux subtropicales transportées vers le Nord par le Gulf Stream et le courant Nord Atlantique (70 profils)
- la zone du "Flemish Pass", qui est une zone particulière située entre le plateau continental et le Cap, donc bien moins profonde que les autres zones (186 profils).

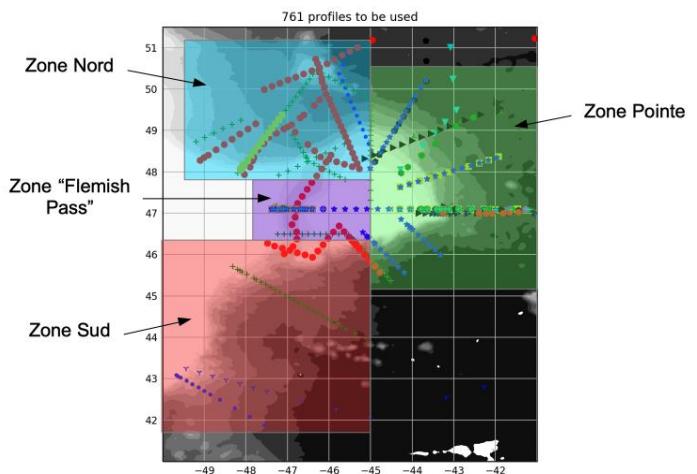


Figure 10 : Carte du choix de découpage de la région du Cap de Flemish en 4 zones : la zone au Nord du Cap en bleu (168 profils), la zone de la Pointe du Cap en vert (329 profils), la zone du Flemish Pass en violet (186 profils), et la zone au Sud du Cap en rouge (70 profils).

Ce découpage reste néanmoins arbitraire et approximatif, il nous permet seulement d'observer la répartition des masses d'eau sur la verticale à différentes régions du Cap de Flemish.

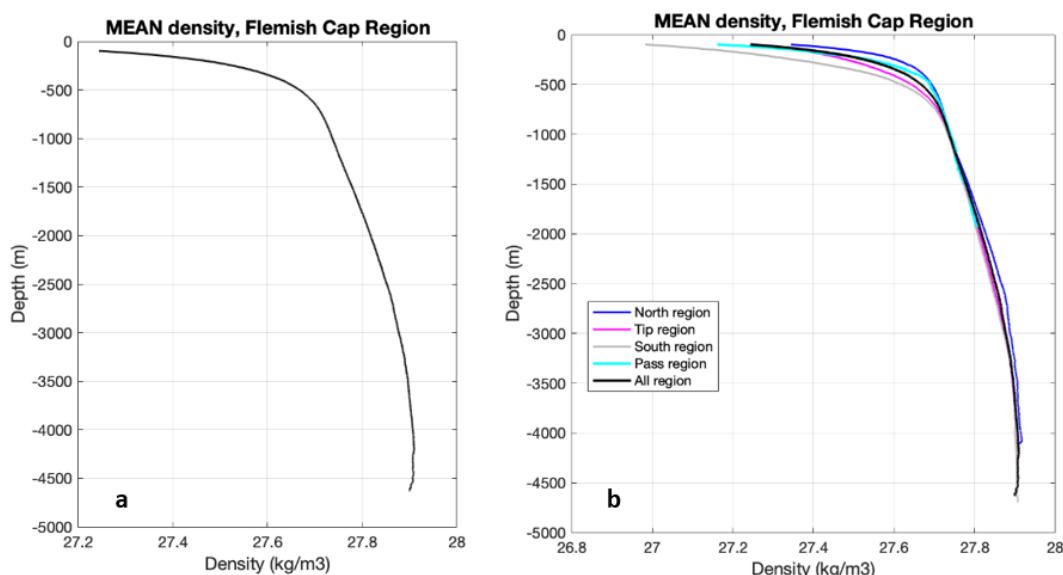


Figure 11 : Densité potentielle de l'eau (obtenue à partir de la fonction de calcul `gsw_sigma_0` de la Toolbox GSW de Matlab) en fonction de la profondeur sur la zone entière (**graphique a**), puis sur les 4 zones décrites en figure 10 ainsi que la zone entière pour comparer les courbes (**graphique b**).



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est



La présence des courants chauds au sud et à la pointe du Cap de Flemish est visible ici sur les graphiques de densité (figure 11), car l'eau en surface y est moins dense (car plus chaude) que dans les autres régions. En profondeur, on observe une densité commune aux 3 zones Nord, Sud et Pointe du Cap autour de 27,9 kg/m³. Ceci témoigne de la présence du courant profond de bord Ouest (DWBC). Ce courant transporte une grande partie des masses d'eaux denses et profondes vers le Sud. Le graphique de densité pour le Flemish Pass s'arrête à 2000 m de profondeur. La densité de ses eaux de fond est moins élevée que dans les autres régions.

Dans le bassin Nord Atlantique, il est courant d'identifier 4 masses d'eaux profondes différentes (Collin et al., 2001, chapitre 6.3 ; Stramma et al., 2004, Zantopp et al., 2017) :

- eaux de surface de la mer du Labrador (uLSW) : eaux relativement chaudes (3-4°C) et adoucies par la fonte des glaces en mer du Labrador. Ces eaux sont formées le long des bords ou bien à l'intérieur des bassins subpolaires lors d'hivers relativement doux.
- eaux de la mer du Labrador (LSW), parfois appelées cLSW : eaux formées à l'intérieur des bassins lors d'hivers rigoureux. La perte de chaleur océanique y est donc très forte et le mélange convectif très profond. Ces eaux sont donc plus froides, plus salées et donc plus profondes que les eaux issues des uLSW.
- eaux de la zone de fracture Charlie-Gibbs (GFZW) : eaux créées dans une zone de croisement entre plusieurs courants chauds (NAC), et froids (ISOW). Ces eaux sont généralement plus froides et plus salées que les eaux du Labrador.
- eaux du débordement du détroit de Danemark (DSOW) : eaux moins salées mais plus froides que les GFZW. Ces eaux sont moins affectées par la salinité et la chaleur des courants chauds venant du Sud, et sont formées plus au Nord, entre le Groenland et l'Islande.

Pour les observer, on réalise les diagrammes T-S (température – salinité) des 4 zones décrites en figure 10 (annexe 1). On se place à partir de 500m de profondeur afin de s'affranchir des gradients importants en surface, et se concentrer sur les changements en profondeur. On identifie ensuite les intervalles de profondeur dans lesquels se trouvent les masses d'eau pour chacune des 4 zones (exemple pour la zone de la Pointe du Cap en figure 12).

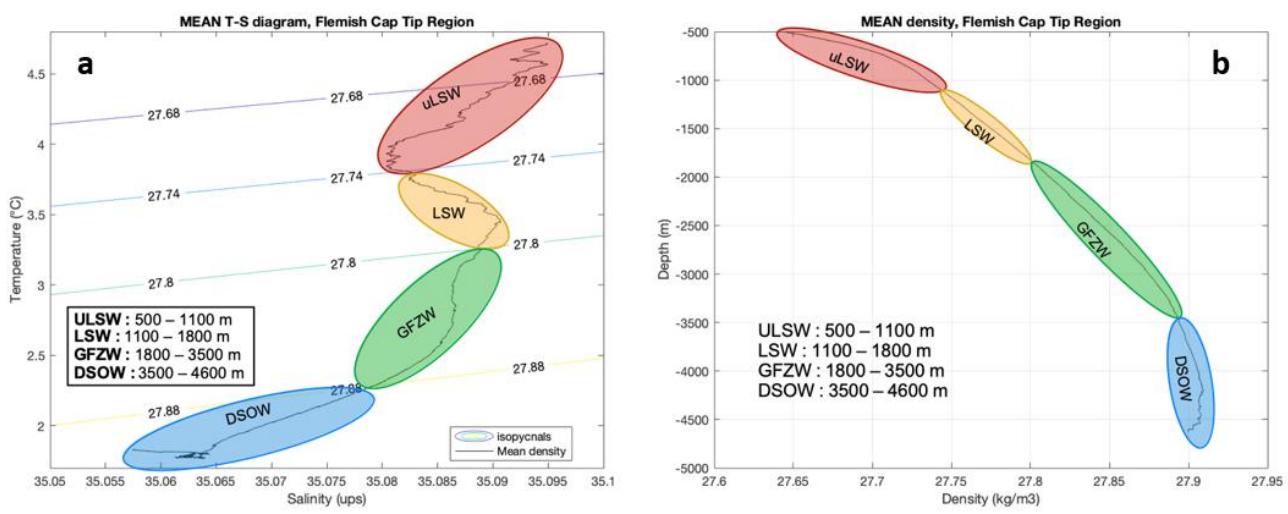


Figure 12 : Diagramme T-S et identification des masses d'eau pour la région de la Pointe du Cap de Flemish (ups=de sel/kg d'eau). La température prise ici est la température potentielle, et la salinité est la salinité absolue. Les lignes d'isopycnées, calculées à une pression de référence de 0 dbar apparaissent ici pour délimiter les masses d'eau : uLSW entre 27,68 et 27,74 kg/m³ ; LSW entre 27,74 et 27,8 kg/m³ ; GFZW entre 27,8 et 27,88 kg/m³ ; puis DSOW à partir de 27,88 kg/m³ (a). Densité potentielle de l'eau (obtenue à partir de la fonction de calcul gsw_sigma_0 de la Toolbox GSW de Matlab) en fonction de la profondeur et identification des intervalles de profondeur des masses d'eau (b).





Les isopycnes de nos diagrammes ont été calculés à partir de la fonction gsw_sigma0, contenue dans la toolbox Matlab GSW (Gibbs-SeaWater). Cette fonction donne la valeur de la densité potentielle à partir de la pression de référence 0 dbar, et des données de température potentielle et salinité absolue. Cette méthode de calcul, ainsi que les valeurs de température, pression, et salinité sur lesquelles elle se base sont issues du modèle d'équations TEOS-10 : <http://www.TEOS-10.org>. Ainsi, les différences dans le placement de nos isopycnes par rapport aux diagrammes de Mertens et al (**figure 13**) proviennent de l'utilisation d'un modèle de calcul de la densité différent de celui que nous avons utilisé. En comparant nos diagrammes et notre identification des masses d'eau aux diagrammes T-S de Mertens et al., 2014 (**figure 13**), effectués à partir de plusieurs sections partant de la pointe du Cap de Flemish, on remarque que ceux-ci sont similaires aux nôtres, et particulièrement à celui pour la pointe du Cap.

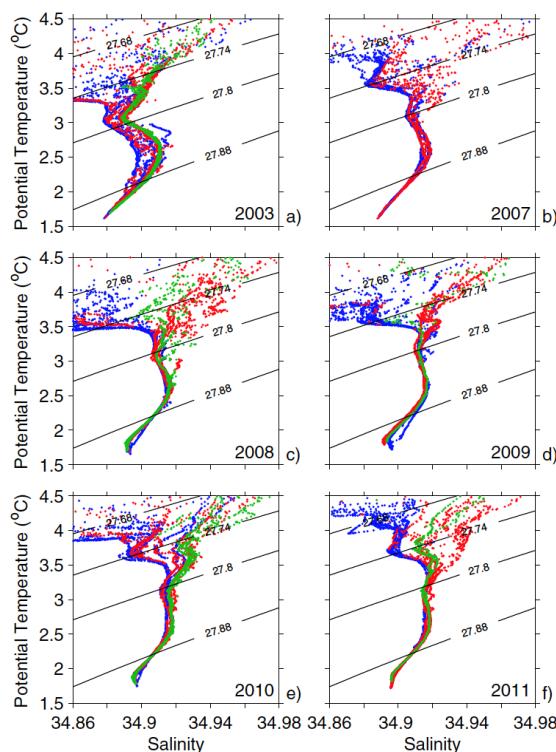


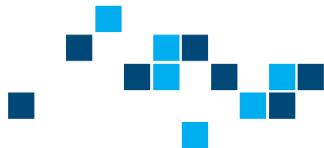
Figure 13 : Diagrammes T-S issus des campagnes CTD menées sur la longitude 47°N, entre 44° et 36°W entre les années 2003 et 2011, d'après Mertens et al., 2014. Chaque diagramme est codé par couleur en fonction de la direction du flux : vers le Nord (NAC en rouge), vers le sud à l'Ouest de 41°W (DWBC en bleu), vers le sud à l'Est de 41°W (NBR en vert). Les isopycnes $\sigma=27.68, 27.74, 27.8, 27.88 \text{ kg/m}^3$ qui séparent les masses d'eau uLSW, LSW, GFZW et DSOW respectivement.

Notre diagramme T-S sur le Flemish Pass nous permet d'identifier les masses d'eau du Labrador (uLSW et LSW), peu profondes, et contenues entre le plateau continental et le Cap (**annexe 1**).

Enfin, dans la zone Sud du Cap de Flemish, on remarque que les valeurs de température et de salinité sont plus élevées que dans les 3 autres zones pour les masses d'eau du Labrador. Cette augmentation de chaleur et de sel pourrait être due à la présence plus importante des courants chauds et salés au sud du Cap (**annexe 1**).

L'étude de nos profils CTD a permis d'identifier les 4 masses d'eau profondes en présence dans la zone du Cap de Flemish. Leur répartition sur nos diagrammes T-S est cohérente avec d'autres études réalisées en Atlantique Nord, et leur position sur la profondeur varie selon la zone considérée. Le Cap de Flemish apparaît alors comme une zone clef pour le mélange des masses





d'eau, car c'est ici que se croisent d'importants courants aux caractéristiques physico-chimiques bien différentes. Une analyse approfondie de jeux d'observations variés est nécessaire pour tenter de comprendre la distribution spatiale et temporelle du mélange, et tenter d'expliquer le rôle de cette zone dans l'upwelling des masses d'eau profondes.

PARTIE B : Exploitation des données de quantités du mélange

B - 1 : Allure générale des quantités ϵ , K, et N²

Avant d'observer les variations spatio-temporelles des quantités du mélange, nous réalisons une moyenne de tous les profils de la région sur toutes les périodes de campagnes pour les 3 quantités ϵ , K, et N^2 . Cette première étude nous permet notamment de mettre en avant l'intensification des termes de dissipation et de diffusivité à l'approche du fond.

Les grandeurs ϵ et K étant susceptibles de varier sensiblement à l'approche de la topographie, et du fait de la présence d'une forte pente continentale, nous traçons alors les graphiques de ϵ et K en fonction de la distance au fond, pour nous assurer de moyenner les profils depuis leur valeur de fond jusqu'à la surface. Les moyennes des données sont obtenues en moyennant d'abord les résultats des profils contenus dans des petits bins de 0,2° par 0,2°, puis en moyennant l'ensemble des valeurs contenues dans ces bins sur toute la région.

La méthode utilisée pour calculer la barre d'incertitude autour de la courbe moyenne pour chaque quantité est ici une méthode de type bootstrap. Le bootstrap consiste en la sélection aléatoire et avec remise d'un certain nombre de profils (ici 500) parmi la population de profils disponibles. Ces 500 profils sont ensuite moyennés, et l'on répète l'opération 500 fois, et pour chaque niveau de profondeur. Pour obtenir l'intervalle d'erreur que l'on voit apparaître sur la **figure 14**, on range les valeurs des 500 moyennes dans l'ordre croissant, et l'on ne conserve que celles contenues dans un intervalle de confiance de 95%. Autrement dit, on supprime les valeurs correspondant aux données situées en dessous des 2,5%, et au-dessus des 97,5% du total des données disponibles.

Le graphique de la **figure 14a** nous indique un taux de dissipation ϵ qui varie entre 10^{-10} et 10^{-8} W/kg, avec un minimum 2000 m au-dessus de la topographie et une forte augmentation dans les 500 derniers mètres jusqu'au fond. De manière comparative, les valeurs de ϵ obtenues en profondeur sur la région de Flemish Cap sont similaires à la moyenne haute des valeurs trouvées en profondeur sur la section OVIDE (Fig 5.a, Ferron et al., 2014), et plus élevées que celles trouvées en profondeur en mer méditerranée (Fig 3.a, Ferron et al., 2017).

Le graphique de la **figure 14b** nous montre les variations de la diffusivité K selon la verticale. Tout comme le taux de dissipation, la diffusivité augmente à mesure que l'on s'approche du fond, et le gradient est plus fort dans les 500 derniers mètres. Les valeurs de K varient ici de 10^{-5} à 10^{-3} m²/s. Cette gamme de valeurs correspond à celle trouvée lors des campagnes de mesure sur la section transatlantique (entre 47° et 49° N) (Fig 3, Walter et al., 2005, et Fig 3.a, Stöber et al., 2008). C'est aussi la gamme de valeurs intermédiaires de diffusivité trouvée lors de la campagne de mesure de la section OVIDE (Fig 5.B, Ferron et al., 2014).



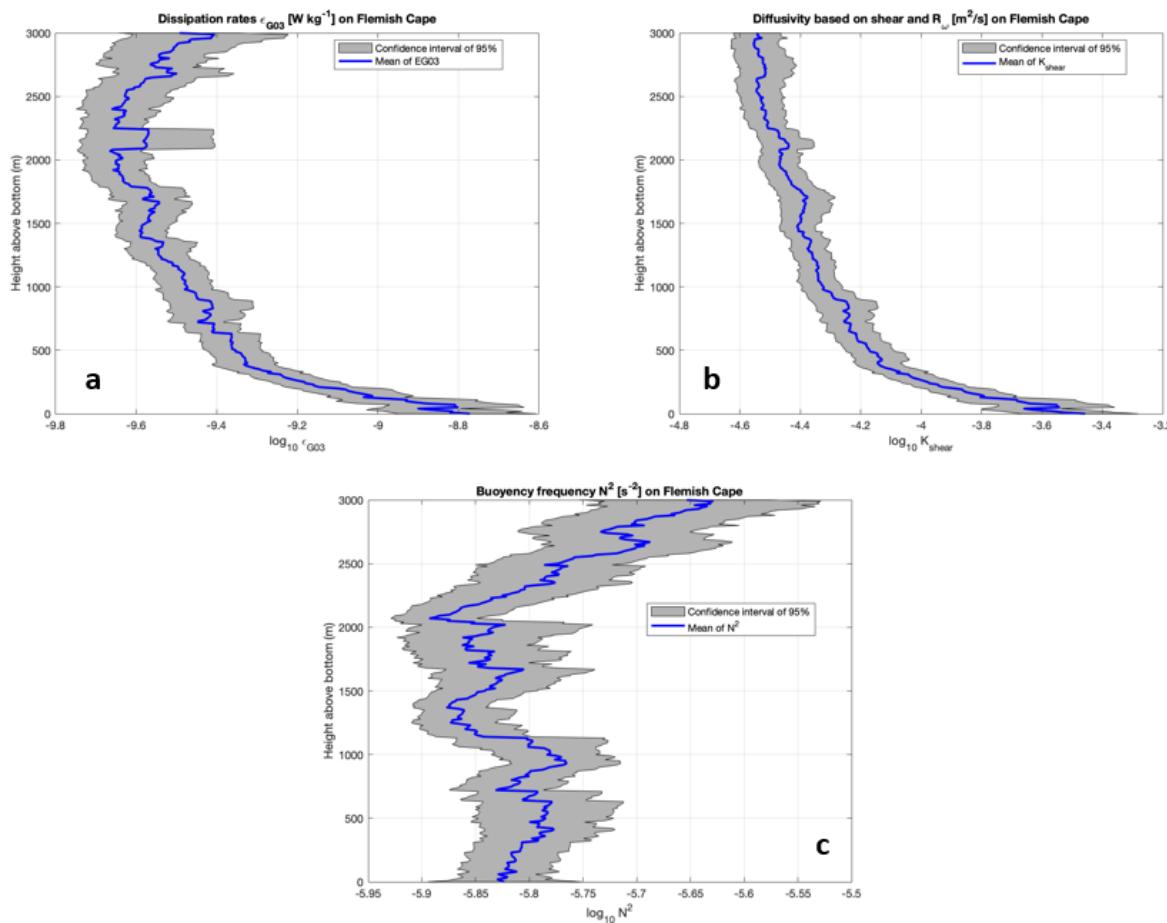
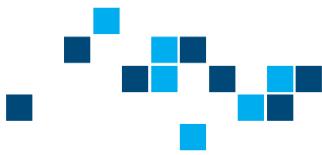


Figure 14 : Moyennes des quantités de dissipation ϵ (**graphique a**), de diffusivité K (**graphique b**), et de fréquence de flottabilité N^2 (**graphique c**) calculées selon la hauteur depuis le fond sur toute la région du Cap de Flemish. La moyenne apparaît en bleu et l'intervalle de confiance contenant 95% des données autour de la moyenne apparaît en gris.

Dans la région du Cap de Flemish (**figure 14c**), les valeurs de N^2 sont toutes légèrement inférieures et proches de 10^{-6} s^{-2} , avec une plus forte stratification des masses d'eau au-dessus de 2000 m. Ainsi, les masses d'eau sont moins fortement stratifiées en dessous de 2000 m, ce qui est cohérent avec la présence d'eau homogénéisées par convection profonde aux hautes latitudes. Le mélange est facilité car cela nécessite moins d'énergie pour mixer les masses d'eau. Cependant, le mélange est moins efficace car les couches de fluides sont moins stratifiées, elles ont donc des caractéristiques moins différentes les unes des autres en termes de température et salinité notamment.

Grâce à l'observation de ces graphiques, nous avons pu vérifier la cohérence de nos données et de nos calculs de valeurs de mélange par rapport à d'autres études menées dans la même région. Ensuite, nous avons pu constater que le mélange est plus important dans les 1000 m au-dessus du fond que plus haut dans la colonne d'eau, avec des quantités de taux de dissipation et de diffusivité plus élevées.

L'enjeu est maintenant de déterminer si cette moyenne des quantités du mélange est robuste pour l'ensemble de la région et pour toutes les périodes de campagne. Il s'agit donc de comparer les variations spatiales et temporelles des données à cette moyenne.



Nous commençons par vérifier l'influence de la position géographique sur les quantités du mélange en séparant notre région en 4 zones distinctes (**figure 11**). Ensuite, nous testons l'influence de la période de prise de mesure sur les valeurs de diffusivité. Enfin, nous nous intéressons à l'influence des pentes en observant les quantités du mélange entre deux isobathes.

B - 2 : Variations spatio-temporelles des quantités du mélange

B - 2a : Influence de la position géographique sur les quantités du mélange

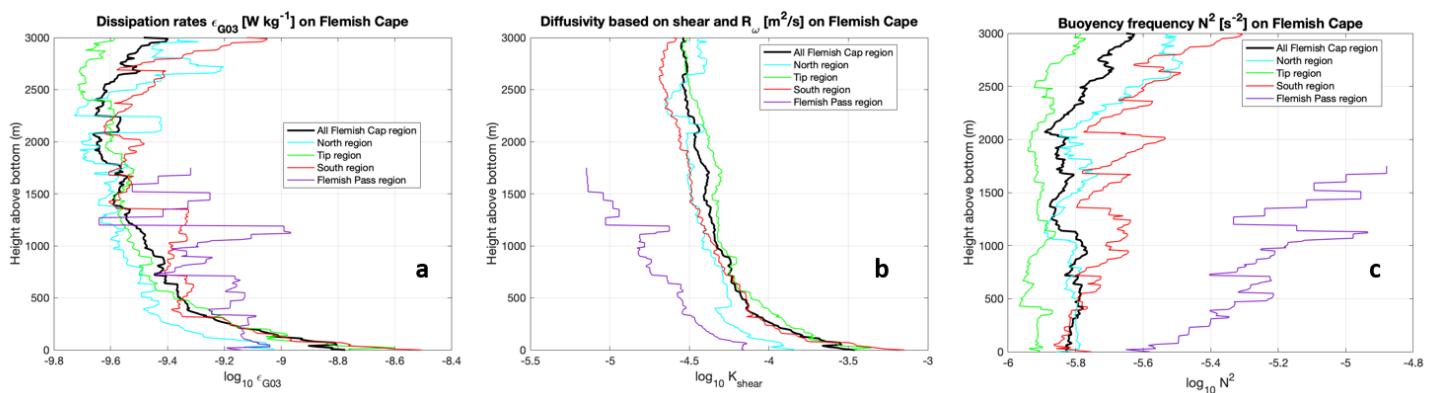
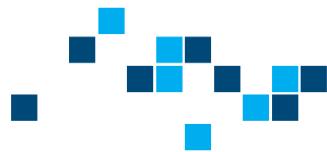


Figure 15 : Moyennes des quantités de dissipation ϵ (**graphique a**), de diffusivité K (**graphique b**), et de fréquence de flottabilité N^2 (**graphique c**) calculées selon la hauteur depuis le fond pour les 4 zones définies figure 10 : au Nord du Cap, à la Pointe du Cap, au Sud du Cap et au Flemish Pass.

Le graphique de la **figure 15a** nous montre que les courbes des 3 premières régions (Nord, Pointe, et Sud) suivent la courbe moyenne, en particulier dans la couche de 500 m au-dessus du fond pour les régions Sud et Pointe. La région Nord montre un taux de dissipation environ 2 fois moins important que les autres régions dans cette gamme de profondeur. La courbe de la région du Pass évolue dans les mêmes ordres de grandeur que les autres courbes, mais sa forme est bien différente. On observe la présence de nombreuses perturbations sur le signal de cette courbe.

Le graphique de la **figure 15b** est celui nous montrant les courbes de diffusivité pour les 4 régions et la valeur moyenne. Ici encore, les 3 régions Nord, Pointe et Sud suivent bien la courbe moyenne à l'exception de l'intervalle de 0 à 500 m depuis le fond pour la région Nord dont les valeurs de diffusivité sont légèrement inférieures à la courbe moyenne. La courbe de la région Pass a ici la même forme que les autres courbes mais évolue avec un ordre de grandeur inférieur. Enfin, le graphique de la **figure 15c** nous montre cette fois-ci que la région Pointe présente des valeurs de N^2 inférieures aux autres régions en-dessous de 500 m. Les formes des 3 régions Nord, Pointe et Sud sont similaires à la courbe moyenne. La courbe de la région Pass n'a pas la même forme que les autres, et présente des valeurs de N^2 plus élevées. Cette région est donc plus stratifiée que les autres.

Il est également possible d'observer l'hétérogénéité spatiale du mélange à plus fine échelle à l'aide de cartes. Pour cette étude sur carte, nous partons du même type de moyenne des données par bins de 0,2° par 0,2°.



POLYTECH
NANCY

Nous choisissons une représentation des valeurs de ϵ , K, et N^2 pour tous les profils de la région, moyennés sur un intervalle de 0 à 500 m de profondeur au-dessus du fond (**figure 16**). Ces cartes nous permettent de visualiser les zones profondes où le mélange est le plus important.

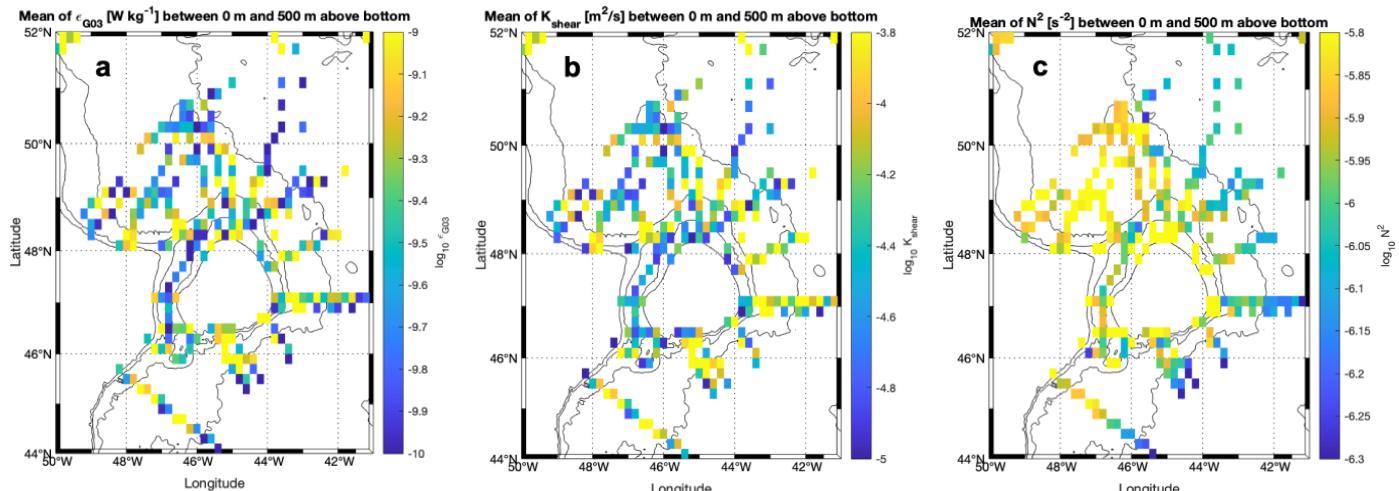


Figure 16 : Cartes des quantités de dissipation (a), de diffusivité (b), et de fréquence de flottabilité (c) moyennées entre 0 et 500 m depuis le fond, sur la région du Cap de Flemish.

En observant les cartes de la **figure 16**, on remarque des valeurs plus importantes de diffusivité tout autour du Cap, et particulièrement au Sud et à la pointe. Cette visualisation des résultats vient confirmer les observations graphiques faites précédemment (**figure 15**). Les valeurs de N^2 sont très élevées sur le Cap et au Nord du Cap. Cela signifie que dans ces régions, les masses d'eau profondes sont davantage stratifiées et qu'un mélange de ces masses d'eau pourrait conduire à un transfert de température et de salinité plus important.

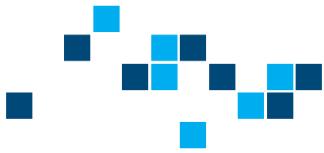
Conclusions étude spatiale :

Les quantités du mélange sont similaires dans les zones Nord, Sud et à la Pointe du Cap de Flemish, mais la zone du Flemish Pass montre des valeurs plus faibles. Cette particularité que représente la zone du Flemish Pass peut s'expliquer par le fait que cette zone est moins profonde et que sa topographie est différente des autres régions. Si la moyenne des quantités du mélange sur toute la région semble robuste pour les zones Nord, Sud et Pointe du Cap, un intérêt particulier pourra être porté à la zone du Flemish Pass dans la suite de notre étude, et notamment le calcul des flux.

Les quantités K et ϵ sont plus importantes de 0 à 500 m au-dessus du fond, ce qui justifie notre intérêt pour cette gamme de profondeur pour la suite de notre étude.

B - 2b : Influence des variations temporelles sur les quantités du mélange

Après avoir étudié la répartition spatiale des quantités du mélange, nous nous intéressons maintenant aux variations temporelles de ces quantités. D'après l'histogramme de répartition temporelle des données de profils CTD/ADCP (**figure 7b**), les campagnes de mesures réalisées dans la région du Cap de Flemish sont régulières, entre avril et août, avec une population s'étendant de l'année 2003 à l'année 2020. Nous avons alors la possibilité de comparer les données de manière interannuelle, mais aussi de manière saisonnière en confrontant les résultats obtenus au printemps (entre avril et juin) et en été (entre juillet et août).



Etude interannuelle

Nous traçons sur une carte les profils mesurés par année de campagne afin d'identifier les zones communes de prises de mesure (**figure 17**). Une représentation plus détaillée des cartes des profils par année est disponible dans l'**annexe 2**.

Afin de déterminer si les quantités du mélange sont influencées par l'année de prise de mesures, nous choisissons de comparer les résultats dans la seule région de relevés commune à toutes les campagnes : il s'agit de la région située à la pointe du Cap, et illustrée par la boîte rectangulaire rouge sur la **figure 17**.

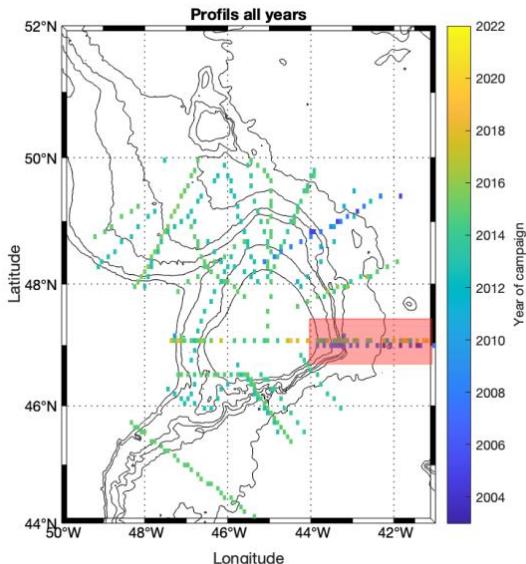


Figure 17 : Carte récapitulative des profils mesurés dans la région du Cap de Flemish, apparaissant en couleur selon leur année de campagne. La boîte rouge encadre la zone dans laquelle des profils ont été mesurés chaque année entre 2003 et 2020.

L'histogramme de la **figure 18** nous montre, après suppression des valeurs aberrantes (**annexe 3**), l'évolution de la valeur de la diffusivité moyenne dans la région de la pointe du Cap de Flemish, pour toutes les années de campagne. On voit alors apparaître deux périodes, l'une comprise entre 2005 et 2012, et la suivante entre 2013 et 2020. Les valeurs sont en moyenne plus élevées pendant la première période que pendant la deuxième. Cette différence pourrait être liée à la variation temporelle de l'intensité des courants dans la région. Pour vérifier cette hypothèse, nous disposons des données de courants LADCP dans la région de la pointe du Cap, ainsi que des valeurs de l'indice du courant du Labrador sur toute la période considérée.

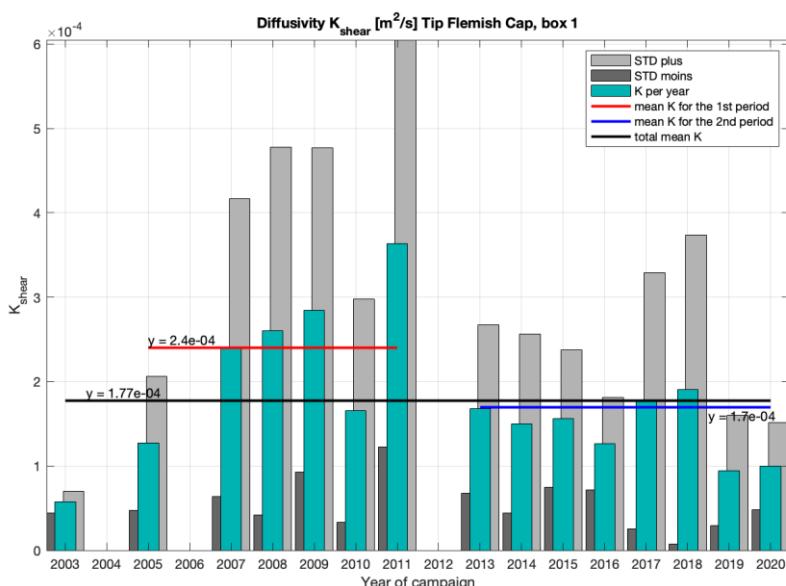


Figure 18 : Diffusivité par année de campagne de mesures moyennée sur 500 m depuis le fond dans la région de la pointe du Cap de Flemish (en bleu turquoise). Les valeurs de STD minimum et maximum sont représentées en gris. La moyenne des valeurs de diffusivité des années entre 2005 et 2011 apparaît en rouge, celle des années entre 2013 et 2020 est en bleu. Enfin, la moyenne de la diffusivité par année sur toutes les années disponibles apparaît en noir.



Vérification avec les vitesses LADCP

Nous sélectionnons les données de vitesse zonale et méridionale dans la région de la pointe du Cap, et sur la même gamme de profondeur que les quantités de mélange, puis nous calculons la norme de cette vitesse pour chaque année de campagne (**figure 19a**). En observant cet histogramme, on voit que les variations d'intensité de vitesse ne correspondent pas aux variations d'intensité de diffusivité. Pour nous assurer de ce manque de corrélation entre les deux grandeurs, nous avons réalisé une régression linéaire entre les données de diffusivité et les données de norme de vitesse (**figure 19b**).

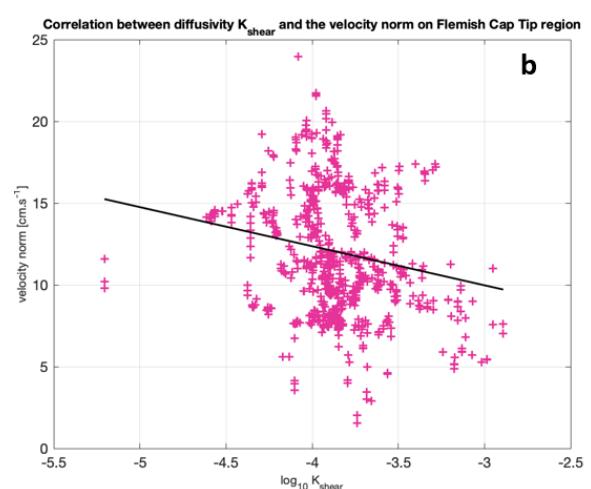
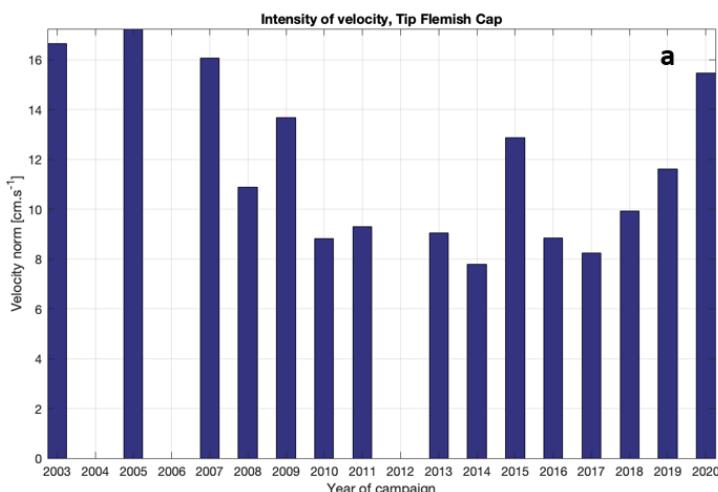


Figure 19 : Valeurs de norme de vitesse par année de campagne de mesures, moyennées sur 500 m depuis le fond, dans la région de la pointe du Cap de Flemish (a). Nuage de points (en rose) et droite de régression linéaire (en noir) de la diffusivité selon la norme de la vitesse pour tous les profils par année de campagne de mesures (**graphique b**).

Les résultats de la régression linéaire entre les valeurs de norme de vitesse et de diffusivité indiquent un coefficient de corrélation $r=-0,2244$, et une pvalue=3.46e-10. Bien que la p-value soit ici très petite, la dispersion des points autour de la droite de régression ainsi que la petite valeur du coefficient de corrélation nous amènent à conclure à un manque de corrélation significative entre les variations temporelles de l'intensité de la vitesse et les variations temporelles de l'intensité de la diffusivité en fonction des années.

Vérification avec l'indice du courant du Labrador

Le courant du Labrador est un courant froid de surface formé dans la partie Nord de la mer du Labrador, et qui descend vers le sud en longeant les côtes canadiennes. Les variations d'intensité de ce courant de surface ne sont donc pas directement liées aux variations des quantités de mélange en profondeur. Toutefois, le courant du Labrador est l'une des composantes du gyre subpolaire de l'océan Atlantique dont la dynamique est liée à celle de l'AMOC. Dans une certaine mesure, l'intensité de ce courant pourrait donc exercer une influence sur le mélange en profondeur dans la zone du Cap de Flemish.



Pour accéder aux informations d'intensité du courant du Labrador au fil des années, une méthode de calcul d'indice de courant a été développée. Ainsi, chaque année, des mesures altimétriques de ce courant sont réalisées le long de 9 pistes altimétriques satellitaires (Han et al., 2014) visibles dans la zone entourée sur la **figure 20** (Cyr et al., 2021). Ces mesures sont utilisées pour calculer les anomalies du transport moyen annuel du courant du Labrador. Une analyse empirique de la fonction orthogonale (EOF) des anomalies de transport moyen annuel est ensuite réalisée. Enfin, un indice est obtenu à partir de la série temporelle du premier mode EOF, et normalisé en divisant la série temporelle par son écart type (Cyr et al., 2021). Les valeurs moyennes de transport sont fournies sur la base des sorties du modèle de circulation océanique appliquée à la pente le long de laquelle circule le courant du Labrador (Han et al., 2008).

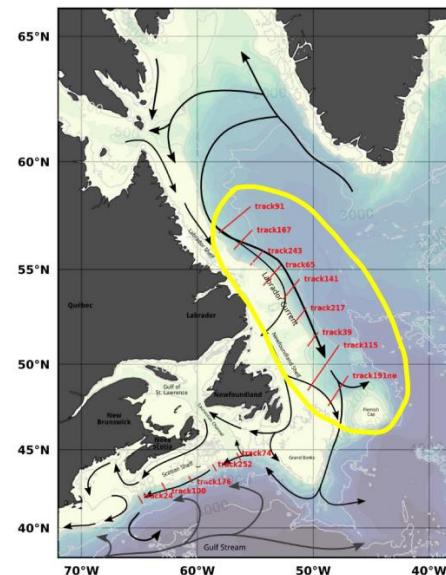


Figure 20 : Carte des pistes altimétriques satellitaires (en rouge) utilisées pour mesurer l'intensité du courant, par Cyr et al., 2021. La topographie du fond de l'Atlantique Nord-Ouest est indiquée par les valeurs de contour de la profondeur en gris clair et les courants par les flèches noires. La série de voies satellites au nord est utilisée pour le calcul du courant du Labrador sur le versant de Terre-Neuve-et-Labrador, tandis que la série de voies du sud est utilisée pour le transport du courant de rupture du plateau sur le versant du plateau néo-écossais.

Nous disposons des données de l'indice du courant du Labrador pour la période couverte par les campagnes de mesure de mélange que nous considérons (**figure 21**). Nous remarquons que l'intensité du courant de Labrador est moins importante entre 2004 et 2014, et qu'elle devient plus forte à partir de l'année 2015. Ces variations n'expliquent pas les différences d'intensité de mélange observées dans la région du Cap de Flemish. En effet, une plus forte intensité du courant du Labrador aurait pu expliquer une augmentation de l'intensité du mélange au fond, mais nous observons l'inverse. Il n'y a donc pas de lien évident entre le transport du courant du Labrador le long des pentes et le mélange mesuré en profondeur au Cap de Flemish.

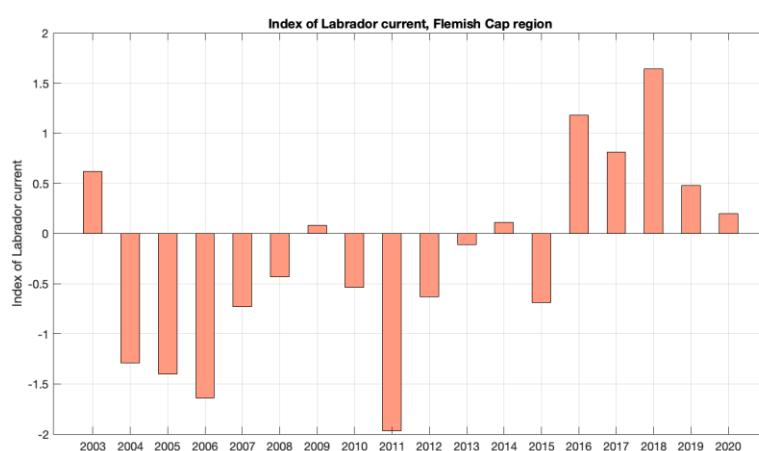
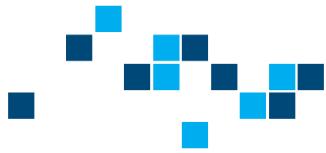


Figure 21 : Indice du courant du Labrador calculé pour les années 2003 à 2020, d'après Cyr et al., 2021.





Après vérification de nos hypothèses, nous pouvons conclure que ni les variations de l'intensité des courants de fond, ni celles de l'intensité du courant du Labrador ne peuvent expliquer les variations d'intensité de mélange de fond à la pointe du Cap de Flemish. Ces variations de diffusivité selon les années semblent donc liées davantage aux séries de données en elles-mêmes, c'est-à-dire à leurs différences en termes de nombres de profils considérés, méthode ou précision de prise de mesure CTD. Enfin, ces variations temporelles pourraient aussi être dues à des processus plus complexes que la simple intensité des courants grande échelle.

Etude saisonnière

Afin d'étudier l'impact des saisons sur les quantités du mélange près du fond, nous séparons les données obtenues au printemps (entre avril et juin) de celles obtenues en été (entre juillet et août) pour les 4 zones illustrées **figure 10**. Nous sélectionnons donc les valeurs de K dans les 500 premiers mètres depuis le fond pour chaque zone, et pour chacune des deux saisons.

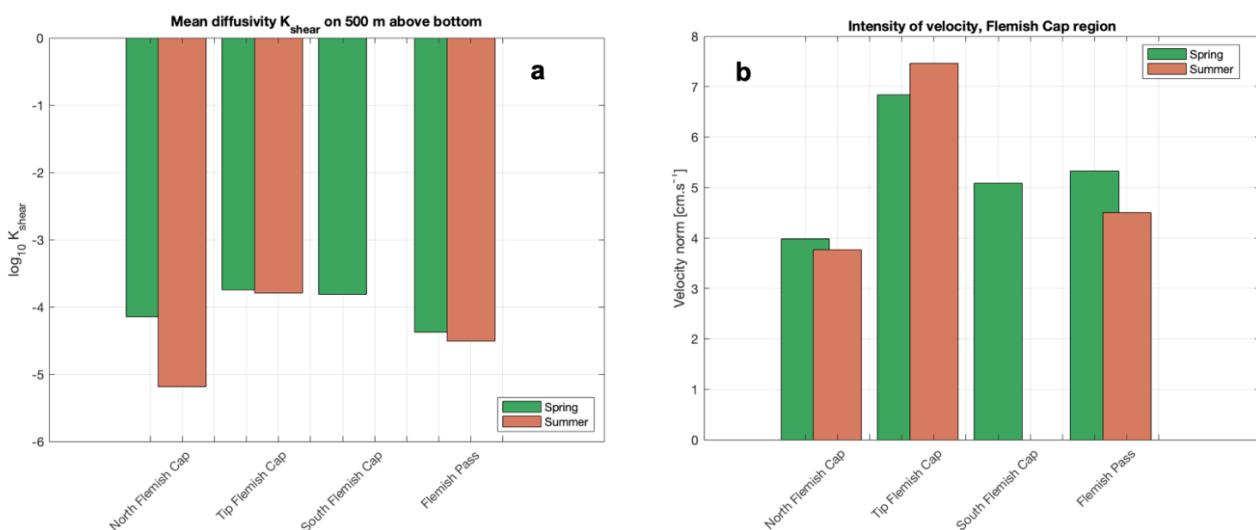
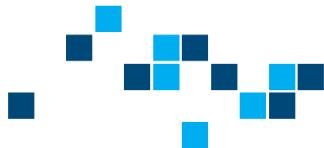


Figure 22 : Valeurs de la diffusivité (a), et de norme de la vitesse (b) calculées selon les saisons printemps (entre avril et juin) et été (entre juillet et août) de prises de mesures. Ces quantités sont moyennées dans les 500 premiers mètres depuis le fond pour chacune des 4 régions : au Nord du Cap, au Sud du Cap, à la Pointe du Cap et au Flemish Pass.

Nous pouvons déjà remarquer l'absence de données en été pour la zone située au Sud du Cap de Flemish (**figure 22**). Dans les autres zones, l'écart de valeur de diffusivité entre les deux saisons n'est pas très marqué, sauf dans la zone Nord où l'on a près d'un facteur 10 de différence entre les deux saisons (**figure 22a**). La région située Nord étant sensible aux courants profonds de bord Ouest, cette saisonnalité dans les variations de la diffusivité peut être liée aux variations saisonnières de ces courants.

De la même manière que précédemment, nous sélectionnons donc les valeurs de vitesse à partir du fichier de données LADCP, et nous calculons la norme des vitesses méridionales et zonales moyennée sur les 500 premiers mètres depuis le fond (**figure 22b**). Ici (**figure 22b**), pour la région Nord, on observe que les valeurs d'intensité de vitesse sont inférieures en été, contrairement aux valeurs d'intensité de mélange. De plus, les vitesses sont bien plus élevées dans la région de la pointe du Cap, alors que les valeurs du mélange dans cette région sont homogènes avec les autres régions.





Conclusions étude temporelle :

Les variations interannuelles de diffusivité près du fond montrent une différence d'intensité entre deux périodes : entre 2005 et 2011 et entre 2013 et 2020, où la diffusivité est plus élevée dans la première période. Ces variations ne semblent pas influencées par les variations d'intensité de courant dans la même gamme de profondeur, ni par les variations du courant du Labrador. Les variations saisonnières d'intensité de courant ne semblent pas non plus expliquer les variations saisonnières de diffusivité.

Néanmoins, toutes ces variations annuelles ou saisonnières restent assez faibles compte tenu de leur proximité avec la valeur moyenne temporelle de diffusivité dans les différentes régions. On peut donc considérer qu'une moyenne sur tous les mois et toutes les années de campagnes disponibles est robuste pour illustrer le mélange dans la zone du Cap de Flemish.

B - 3 : Influence de la topographie sur les quantités du mélange

Dans la région du Cap de Flemish, les isobathes sont assez resserrées, surtout entre 1500 et 3000 m tout autour du Cap. Ces fortes pentes pourraient avoir un impact sur l'intensité du mélange près du fond. Pour vérifier cette hypothèse, nous choisissons d'observer ϵ et K le long des isobathes pour tenter de visualiser l'influence de la bathymétrie sur l'évolution des quantités du mélange. Pour cela, on sélectionne les profils présents entre deux isobathes et l'on observe la contribution des différentes pentes aux quantités de dissipation et diffusivité (**figure 23**). Si les données de mélange choisies ici représentent l'ensemble de la région du Cap, une distinction entre la région du Pass et la région de la Pointe a été faite pour l'étude du mélange le long des isobathes en **annexe 4**.

Grâce à cette représentation, nous pouvons voir que la dissipation est plus importante en surface et près du fond, tandis que toute la colonne d'eau présente assez faibles de dissipation. Pour la diffusivité, les valeurs les plus élevées se trouvent au fond et sur les 500 à 1000 premiers mètres au-dessus du fond. Pour la dissipation et la diffusivité, on observe que la majorité des zones de mélange important se trouvent entre les isobathes 1500 et 3000 m. Cette gamme correspond à la gamme d'isobathes les plus resserrée dans la zone du Cap, autrement dit là où les pentes sont les plus importantes. C'est aussi la gamme d'isobathes dans laquelle se situent les courants les plus intenses du courant profond de bord Ouest (Mertens et al., 2014). Ce constat est appuyé par nos propres résultats (**figure 24**) lorsque nous avons représenté l'intensité de la vitesse le long des isobathes selon la pente. Ici aussi, le courant se déplaçant vers le Sud (vitesses positives) montre une intensité plus importante entre les isobathes 1500 et 3000 m. Dans la région du Cap de Flemish, le courant se déplaçant vers le Sud à de telles profondeurs est identifié au courant profond de bord Ouest. Ainsi, l'intensité du mélange dans cette gamme d'isobathes semble être corrélée positivement à l'intensité du courant profond de bord Ouest.



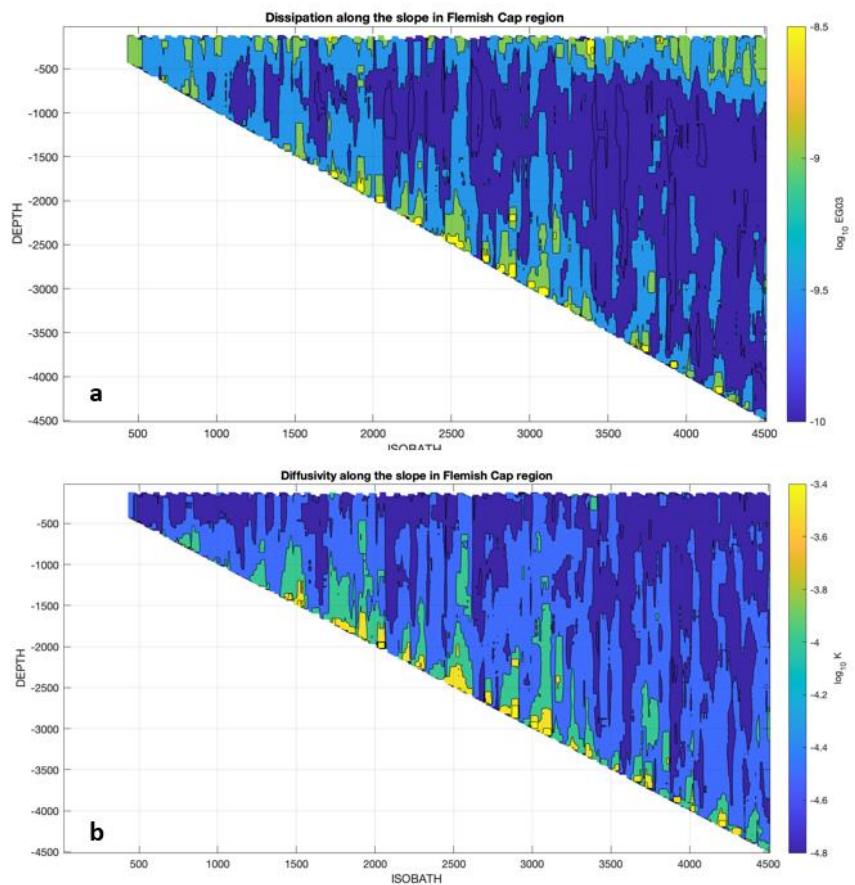


Figure 23 : Valeurs de dissipation (a) et de diffusivité (b) selon la pente, moyennées sur toute la région du Cap de Flemish

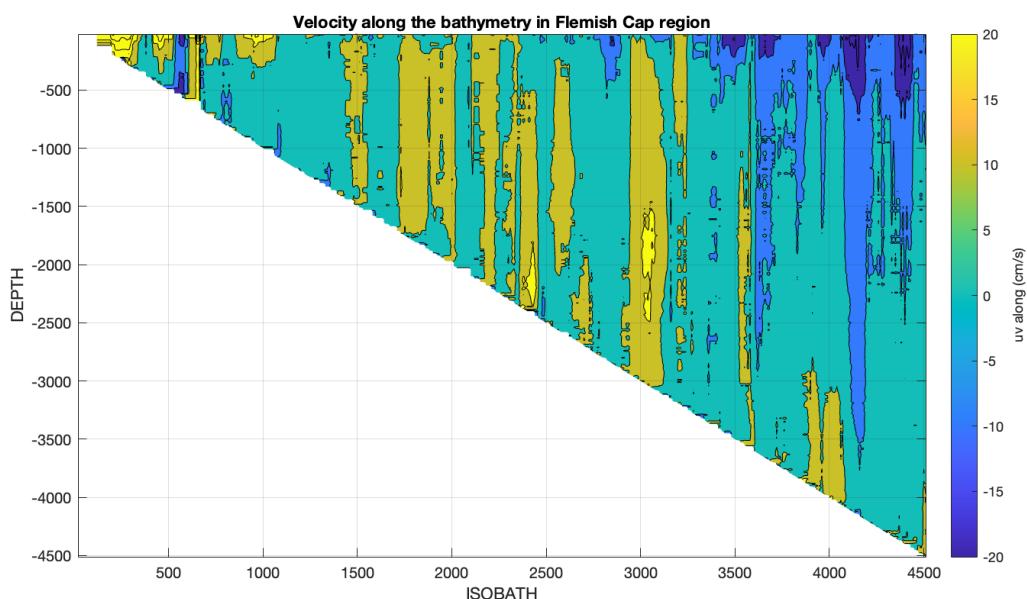


Figure 24 : Valeurs d'intensité de vitesse projetée le long des isobathes selon la pente, calculées en moyenne sur toute la région du Cap de Flemish. Les valeurs positives de vitesse indiquent que le courant se déplace vers le Sud, et les valeurs négatives qu'il se déplace vers le Nord.





Une pente plus importante entre deux isobathes semble aussi engendrer un mélange plus important près du fond. Pour tester cette seconde hypothèse, nous réalisons un calcul de la pente dans chaque bin de la région, et nous étudions son influence sur la quantité du mélange des 500 premiers mètres depuis le fond pour la dissipation et la diffusivité.

Calcul de la pente et de son influence sur le mélange

Pour calculer la pente, nous nous plaçons dans les bins de $0,2^\circ \times 0,2^\circ$ utilisés précédemment. Ainsi, la pente (en %) est calculée dans chaque bin selon la longitude ($\frac{dh_x}{dx}$) et selon la latitude ($\frac{dh_y}{dy}$) en appliquant la formule suivante :

$$\text{pente} = \sqrt{\left(\frac{dh_x}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dh_y}{dy}\right)^2} = \sqrt{\left(\frac{\text{Max}_{\text{bathymetry}-x} - \text{Min}_{\text{bathymetry}-x}}{14900}\right)^2 + \left(\frac{\text{Max}_{\text{bathymetry}-y} - \text{Min}_{\text{bathymetry}-y}}{22200}\right)^2}$$

Avec $0,2^\circ$ en latitude correspondant à 22,2 km, soit 22 200 m, et $0,2^\circ$ en longitude correspondant à 14900 m.

L'angle α que fait le vecteur pente avec la longitude est ensuite calculé dans chaque bin selon l'expression suivante :

$$\alpha(^{\circ}) = \arctan\left(\frac{dh_y}{dh_x}\right)$$

Après calculs, nous obtenons les cartes suivantes :

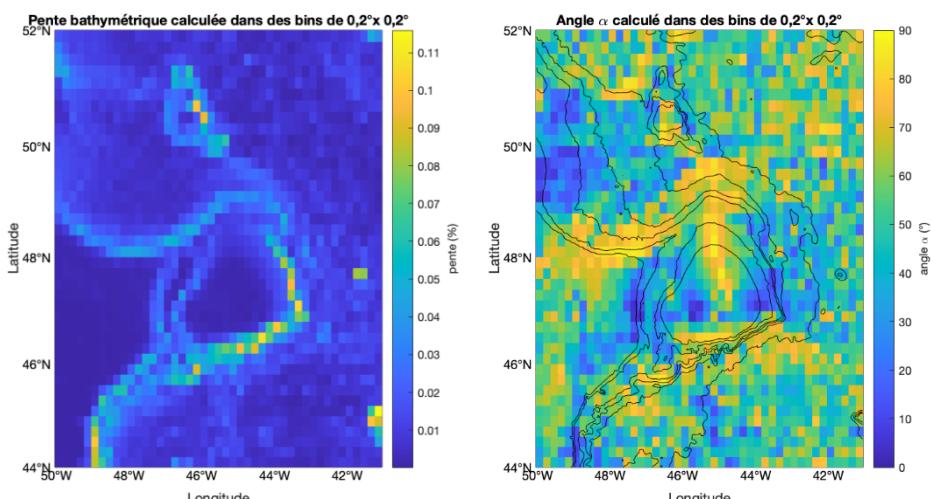


Figure 25 : Carte de la pente bathymétrique (à gauche) et carte de l'angle α de la pente (à droite), calculés dans des bins de $0,2^\circ \times 0,2^\circ$ sur la région du Cap de Flemish.

En observant la carte de pente (figure 25), on remarque que les valeurs de pente plus élevées reforment le relief le long du plateau, autour du Cap et autour du mont sous-marin Orphan Knoll (51°N, 46°W). La carte de l'angle nous permet de connaître l'orientation de la pente par rapport aux lignes de longitude constante dans chaque bin.



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est



Ici, on observe bien une pente dirigée selon l'axe Nord-Sud au Nord et au Sud du Cap et le long du plateau continental au Nord, et une pente dirigée selon l'axe Est-Ouest à l'Ouest et à l'Est du Cap.

En croisant ensuite les résultats de pente obtenus dans les bins avec ceux de la dissipation et de la diffusivité, nous obtenons des nuages de points sur lesquels nous avons mené une étude de corrélation (figure 10). Les valeurs de dissipation et de diffusivité dans chaque bin sont moyennées sur l'intervalle de 0 à 500 m de profondeur afin de capter au mieux les effets de la topographie sur le mélange. En effet, dans un même bin, la pente peut atteindre plusieurs centaines de mètres, et l'onde interne qui rencontre la topographie a tendance à être re-diffusée en partie vers la surface, mélangeant ainsi des couches d'eau plus éloignées du fond.

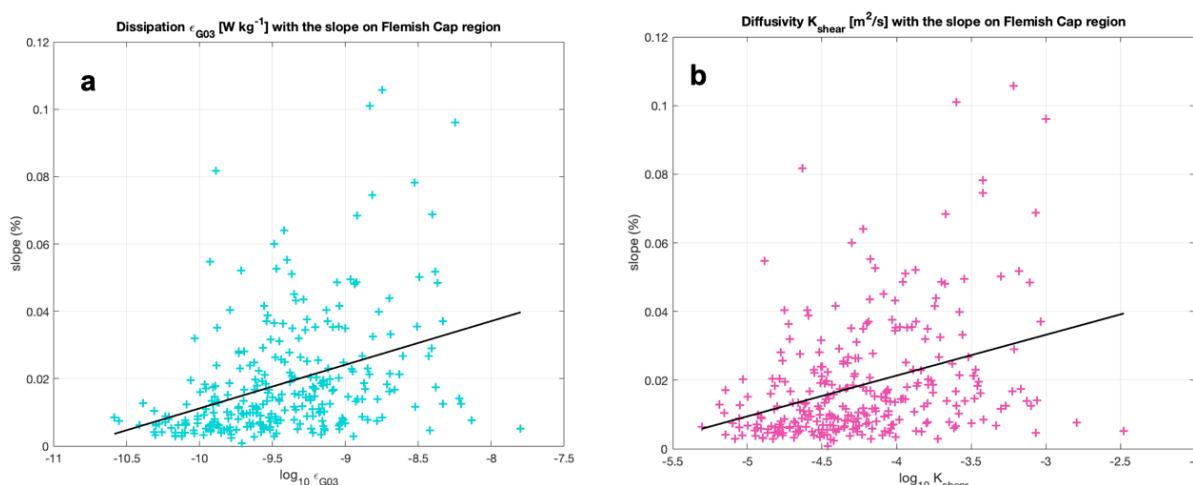


Figure 26 : Nuage de points (en bleu et en rose) et droite de régression linéaire (en noir) de la dissipation selon la pente (**graphique a**) et la diffusivité selon la pente (**graphique b**), calculés dans des bins de $0,2^\circ \times 0,2^\circ$ sur les 500 premiers mètres depuis le fond, dans la région du Cap de Flemish.

Par différentes méthodes (**annexe 5**), nous avons déterminé les coefficients de corrélation reliant les données du taux de dissipation à la pente, et de diffusivité à la pente. Nous trouvons ainsi un coefficient de corrélation $r=0,38$ pour le premier graphique, et $r=0,36$ pour le deuxième. Nous avons ensuite effectué des tests de significativité de cette corrélation qui nous ont amené à la conclusion suivante : il existe bien une **corrélation linéaire positive significative** entre le taux de dissipation et la pente, et entre la diffusivité et la pente dans la zone du Cap de Flemish.

Conclusions étude topographique :

Les quantités K et ϵ sont plus importantes en surface et au fond. Il existe un lien entre le degré de pente et l'intensité du mélange. Ce lien pourrait expliquer l'augmentation des quantités K et ϵ à l'approche du fond, et l'importance de la topographie de la zone du cap pour le mélange des masses d'eau profondes de l'Atlantique Nord.





POLYTECH
NANCY

PARTIE C : Etude des flux turbulents et de la modification des masses d'eau

C - 1 : Identification des masses d'eau et flux turbulents

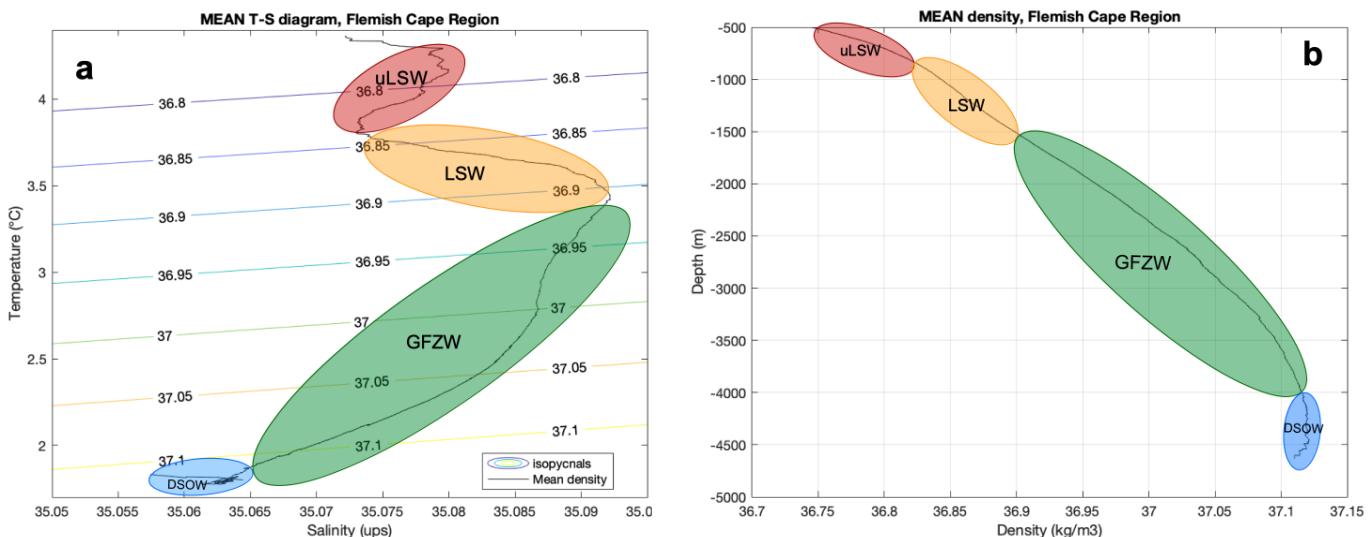


Figure 27 : Diagramme T-S et isopycnes obtenues à une pression de référence de 2000 dbar pour la région du Cap de Flemish : identification des principales masses d'eau (**graphique a**). Graphique de densité moyenne (obtenue à partir de la fonction de calcul gsw_sigma_2 de la Toolbox GSW de Matlab) en fonction de la profondeur et identification des masses d'eau (**graphique b**).

Ce diagramme T-S et ce graphique (**figure 27**) réalisés sur la région du Cap de Flemish nous permettent d'identifier la position des masses d'eau à l'aide des valeurs des isopycnes. Ainsi, en nous appuyant sur les analyses de masses d'eau réalisées précédemment (**PARTIE A**), nous pouvons identifier sur ce diagramme les masses d'eau suivantes :

- uLSW entre 36,75 et 36,83 kg/m³ → entre 500 et 700 m de profondeur.
- LSW entre 36,84 et 36,9 kg/m³ → entre 800 et 1000 m de profondeur.
- GFZW entre 36,9 et 37,12 kg/m³ → entre 1300 et 1800 m de profondeur.
- DSOW à partir de 37,12 kg/m³ → à partir de 3500 m de profondeur.

L'idée de cette nouvelle étude est de calculer les flux turbulents de température et de salinité selon la verticale à l'interface entre chacune des masses d'eau, pour tenter de déterminer la divergence de flux entre ces masses d'eau. Cette donnée nous permettra de savoir si les masses d'eau se réchauffent ou se refroidissent, ou gagnent ou perdent en sel sous l'effet du mélange vertical (**voir calculs en partie Matériel et Méthodes**).

On réalise d'abord cette étude sur toute la région du Cap. Un intérêt particulier est ensuite porté à deux régions aux caractéristiques singulières : la région de la Pointe du Cap (là où se croisent les courants chauds venant du Sud et froids venant du Nord), et la région du Flemish Pass (à la topographie particulière).



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est



Analyse des graphiques et vérification de la cohérence entre les flux

L'action combinée des filtrages sur les courbes des gradients et sur la courbe de la diffusivité ([annexe 6](#)) nous permet de mettre en évidence les variations à l'échelles de quelques dizaines de mètres sur la verticale. Pour lisser les derniers pics, nous choisissons d'appliquer un filtre médian sur n=20 points (soit 200 m) aux graphiques de flux turbulents de température, de salinité, et de flottabilité $F_p = K_p N^2$. Les incertitudes sur les graphiques de la figure 20 ont été déterminées à l'aide de la méthode bootstrap.

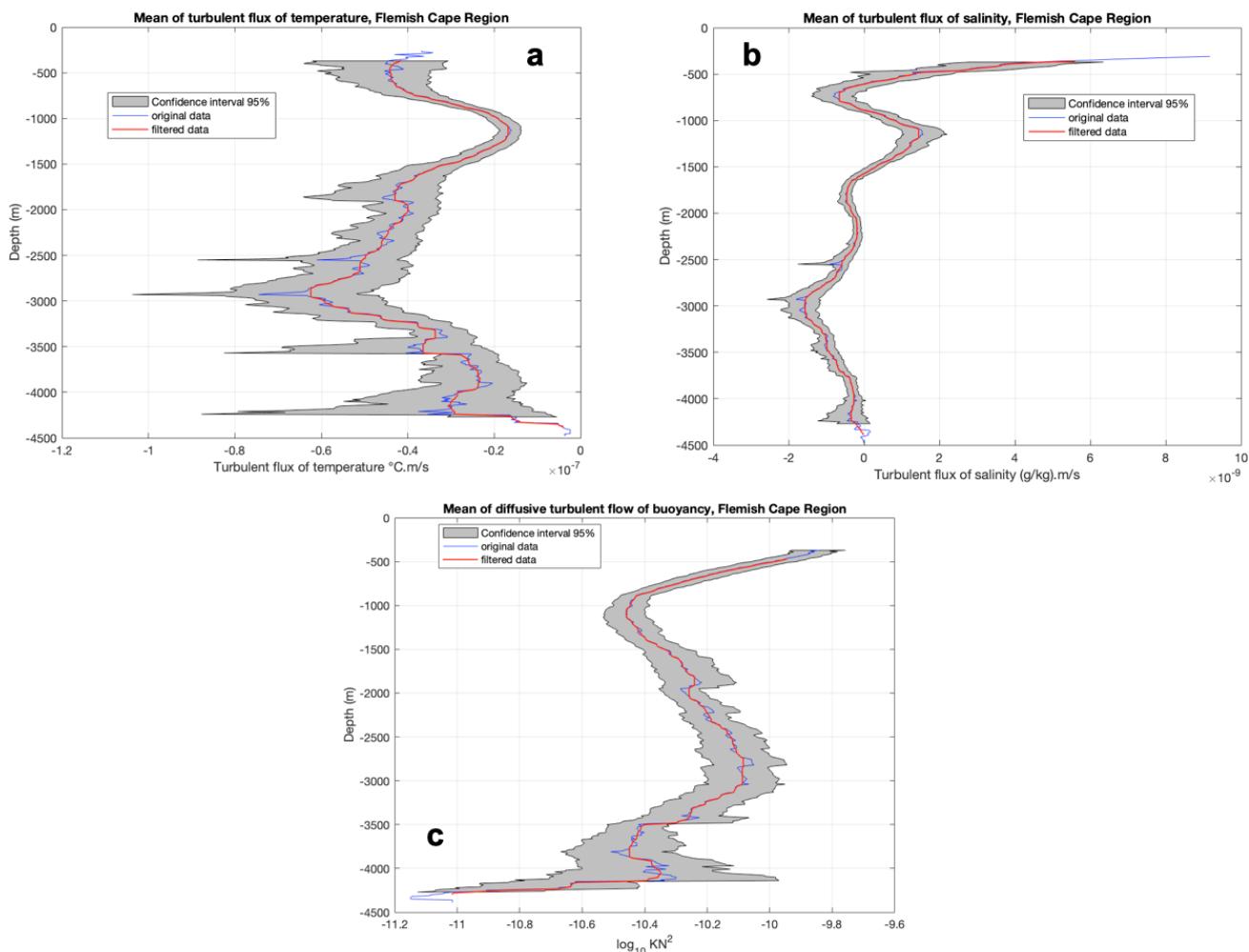
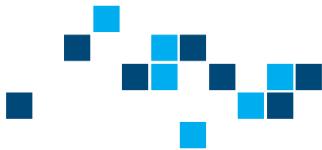


Figure 28 : Flux turbulent de température (**graphique a**), de salinité (**graphique b**) et de flottabilité (**graphique c**) en fonction de la profondeur. La courbe issue des données originales apparaît en bleu, la courbe après filtrage est en rouge, et l'intervalle de confiance contenant 95% des données autour de la moyenne apparaît en gris.

En observant les graphiques du flux turbulent de température et la salinité (**figure 28, a et b**), on remarque tout d'abord que les courbes suivent la même progression en fonction de la profondeur. Pour la température, les valeurs du flux restent négatives, ce qui signifie que le transfert de chaleur se fait toujours du haut vers le bas quelle que soit la profondeur considérée. Pour la salinité, les valeurs sont positives de la surface jusqu'à 600 m, puis entre 800 et 1500 m. Cela signifie qu'entre ces intervalles de profondeur, le sel circule du bas vers le haut. Elles sont ensuite négatives jusqu'au fond : le sel circule donc du haut vers le bas.



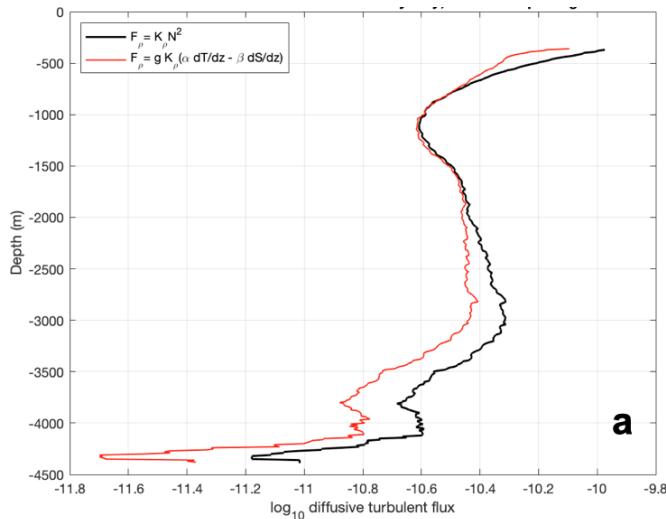


La courbe du flux turbulent de flottabilité suit grossièrement les variations de la courbe du flux turbulent de température. Sur ce graphique (**figure 27, c**) on observe une nette augmentation de ce flux entre 2700 et 3400 m, et autour de 4000 m.

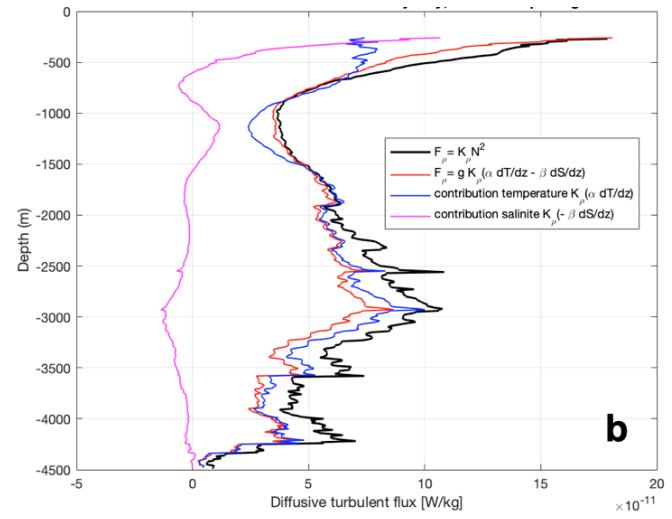
Afin de s'assurer de la cohérence entre les variations des flux de température et salinité avec celles du flux turbulent diffusif, on calcule une nouvelle valeur de ce flux à partir de l'équation suivante :

$$F_p = g K_p \left(-\alpha \frac{\partial T}{\partial z} + \beta \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (\text{E})$$

, avec $g = 10 \text{ m.s}^{-2}$, l'accélération de pesanteur.



a



b

Figure 29 : Flux turbulent de flottabilité (échelle log10) calculé à partir de KN^2 (en noir) et de l'équation (E) (en rouge) (**graphique a**). Courbes du flux turbulent de flottabilité calculé à partir de KN^2 (en noir) et de l'équation (E) (en rouge), et courbes de la contribution de chaque terme de l'équation : contribution de la température (en bleu) et de la salinité (en rose) (**graphique b**).

Les courbes de la **figure 29a** nous montrent que la courbe du flux turbulent diffusif calculé à partir de l'équation E a sensiblement la même forme que le flux de flottabilité $F_p = KN^2$. On remarque que les courbes présentent un écart à partir de 2000 m et jusqu'au fond. Cet écart, qui grandit à mesure que l'on s'approche du fond, semble être dû à une approximation de la densité qui, dans nos calculs, est considérée comme une simple fonction linéaire de T et S. Ces variations selon la verticale ne sont donc pas prises en compte et tous les calculs sont réalisés à partir d'une pression potentielle de référence à 2000 dbar, qui ne convient pas aussi bien à tous les niveaux de profondeur.

Sur la **figure 29b**, on peut comparer l'apport de chaque terme de l'équation (E) à la courbe finale. On remarque que la courbe de l'équation (E) est fortement influencée par le terme de température, qui suit sa forme et évolue dans les mêmes ordres de grandeur.





C - 2 : Divergence des flux turbulents entre les masses d'eau

Afin de déterminer les changements en température et salinité ayant lieu entre les masses d'eau, il est utile de calculer la divergence des flux turbulent de ces deux quantités (**voir calculs en partie Matériel et Méthodes**)

Cette divergence sera examinée entre deux isopycnes correspondants à la zone de transition entre deux masses d'eau. En se basant sur le **graphique b** de la **figure 27**, nous calculerons donc, dans un premier temps, la divergence des flux entre les masses d'eau sur toute la région du Cap.

Une fois la divergence calculée entre les 4 masses d'eau (**tableau 1**), il s'agit de déterminer la signification de la valeur et du signe de cette divergence et des flux associés aux masses d'eau pour déterminer le sens du transfert de chaleur ou de sel entre les masses d'eau (**figure 30**).

Intervalle de profondeur des masses d'eau	uLSW	Sens du transfert	LSW	Sens du transfert	GFZW	Sens du transfert	DSOW	Sens du transfert
div(flux T) °C/s	4.93E-11	se réchauffe	-2.82E-012	se refroidit	-2.05E-012	se réchauffe	-4.22E-012	se réchauffe
div(flux S) (g/kg)/s	-2.31E-012	perd du sel	5.73E-013	gagne du sel	-2.65E-013	perd du sel	2.07E-013	gagne du sel

Tableau 1 : Valeurs de la divergence de flux turbulent de température et de salinité calculée entre les différentes masses d'eau présentes dans la région du Cap de Flemish :uLSW, LSW, GFZW et DSOW.

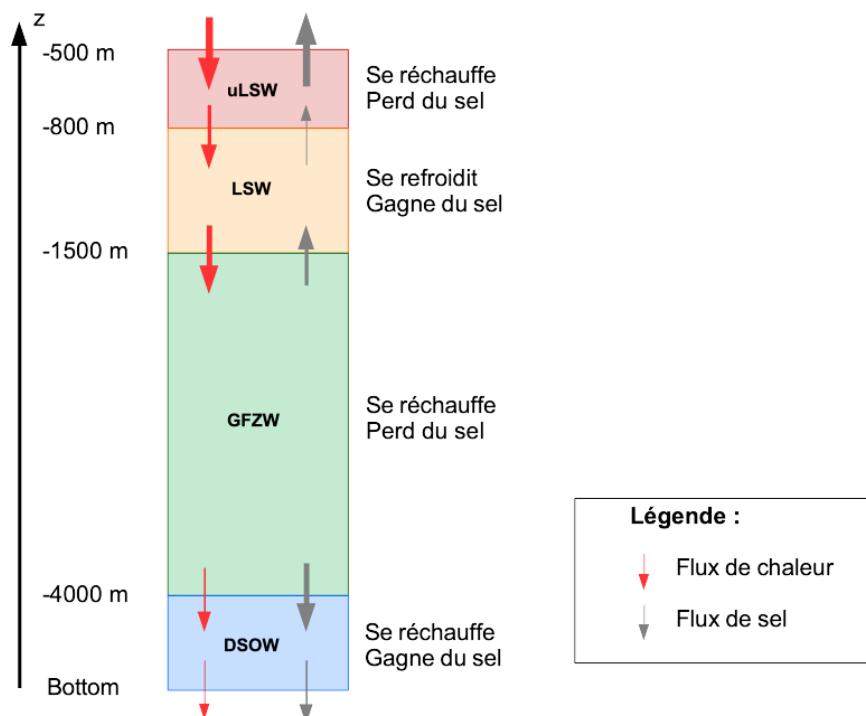


Figure 30 : Sens (flèche) et intensité (taille de la flèche) des flux de chaleur et de salinité entre les masses d'eau de la région du cap de Flemish.





POLYTECH
NANCY

C - 3 : Quantification des transferts de chaleur et salinité des masses d'eau lors de leur passage par le Cap de Flemish

A partir des données de divergence de flux de température et de salinité calculées pour chacune des 4 masses d'eau présentes dans la zone du Cap de Flemish, il est possible d'estimer la quantité de chaleur et de salinité gagnée ou perdue par la masse d'eau le temps de son passage par le Cap. Pour cela, il nous faut déterminer un temps de résidence des masses d'eau dans la zone, que l'on peut obtenir en calculant une distance et une vitesse moyenne de circulation entre l'entrée des masses d'eau au Nord du Cap, et leur sortie au Sud.

Les masses d'eau profondes uLSW, LSW, GFZW et DSOW sont principalement transportées par le courant profond de bord Ouest (DWBC), qui circule du Nord vers le Sud en longeant la pente continentale. Le DWBC transporte les eaux sur une échelle de profondeur allant de la surface à environ 3500m de profondeur (Mertens et al., 2014, figure 10). En suivant la trajectoire de ce courant lors de son passage au Cap de Flemish, entre les isobathes 1000 et 4000 m, on peut alors déterminer la distance moyenne de circulation des masses d'eau profondes dans la zone (**figure 31a**). La distance moyenne est calculée ici à l'aide des fonctions Matlab "m_ginput" pour sélectionner des points le long d'une trajectoire, et "gsw_distance" qui permet de calculer la distance parcourue par une particule le long de cette trajectoire, à partir des données de latitude et de longitude des points sélectionnés.

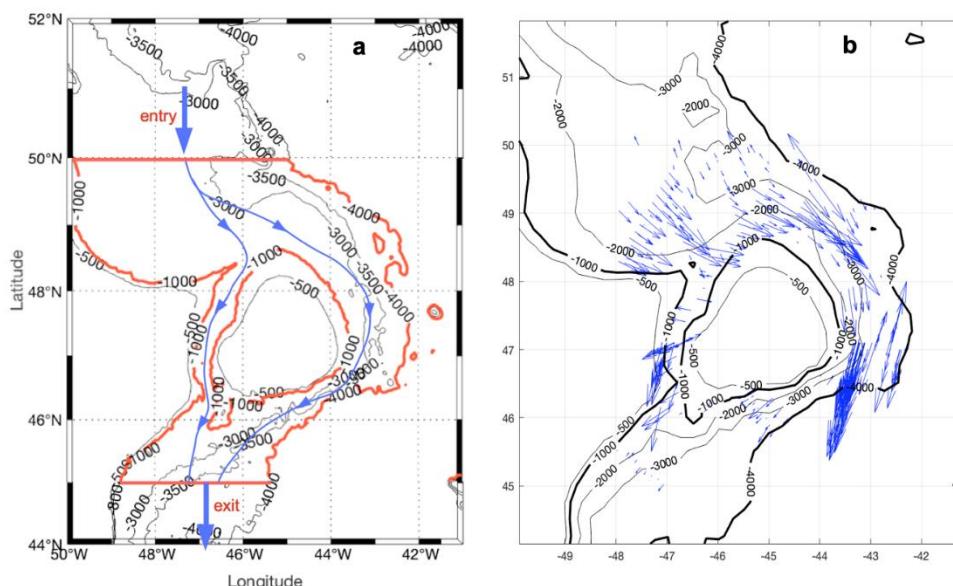


Figure 31 : Trajet (dessiné en bleu dans la zone délimitée par les traits rouges) (a) et vitesses moyennes entre 500 et 4000 m de profondeur (obtenues à partir de la projection des données de vitesses LADCP le long des isobathes) (b) des masses d'eau transportées par le courant profond de bord Ouest au passage du Cap de Flemish.

La vitesse moyenne de circulation de ces masses d'eau dans cette zone le long des isobathes est également calculée, ici grâce aux données de vitesses zonales (u) et méridionales (v) des profils LADCP, projetées selon les isobathes de la région (**figure 31b**).

Ainsi, on obtient une distance moyenne $d_{moy} = 836 \text{ km}$, et une vitesse moyenne $v_{moy} \cong 9 \text{ cm/s}$. Cette vitesse moyenne est cohérente avec les valeurs des vitesses moyennes méridionales données par Mertens et al., 2014 dans la zone du Cap, avec des valeurs de vitesses comprises entre 0 et 20 cm/s entre la surface et 4000 m de profondeur.



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est



On peut en déduire le temps de résidence des masses d'eau durant leur passage par le Cap de Flemish à $t_{résidence} = \frac{d_{moy}}{v_{moy}} = \frac{836000}{9.10^{-2}} \cong 9,29. 10^6 s$, ce qui donne environ 3 mois et demi.

A partir de ce temps de résidence, nous pouvons donc avoir accès aux quantités de température et salinité perdues ou gagnées par les masses d'eau pendant leur trajet dans la zone du Cap. Pour cela, il nous suffit de multiplier la valeur de la divergence de flux trouvée pour chaque masse d'eau par le temps de résidence moyen (**tableau 2**) selon la formule suivante :

$$Q_T = \left| \frac{dT}{dt} \times dt \right| = \left| -\frac{\partial F_T}{\partial z} \times t_{résidence} \right|$$

Intervalle de profondeur des masses d'eau	uLSW	Conclusion	LSW	Conclusion	GFZW	Conclusion	DSOW	Conclusion
Quantité de chaleur (°C)	1,22E-05	a gagné de la chaleur	6,98E-07	a perdu de la chaleur	5,07E-07	a gagné de la chaleur	1,04E-06	a gagné de la chaleur
Quantité de sel (g/kg)	5,72E-07	a perdu du sel	1,42E-07	a gagné du sel	6,56E-08	a perdu du sel	5,12E-08	a gagné du sel

Tableau 2 : Valeurs des quantités de température et de salinité gagnées ou perdues par les différentes masses d'eau durant leur passage dans la région du Cap de Flemish.

C - 4 : Etude des zones du Pass et de la Pointe du Cap de Flemish

L'étude des variations spatiales des quantités du mélange menée précédemment (**Partie B**) a montré que la zone du Pass est bien différente des autres zones du Cap de Flemish. La région Pointe étant une zone d'intérêt scientifique particulier pour les campagnes de mesures du fait du croisement des courants chauds venant du sud et froids venant du nord, nous choisissons donc d'affiner notre étude des masses d'eau sur ces deux sous-régions (**figure 32**).

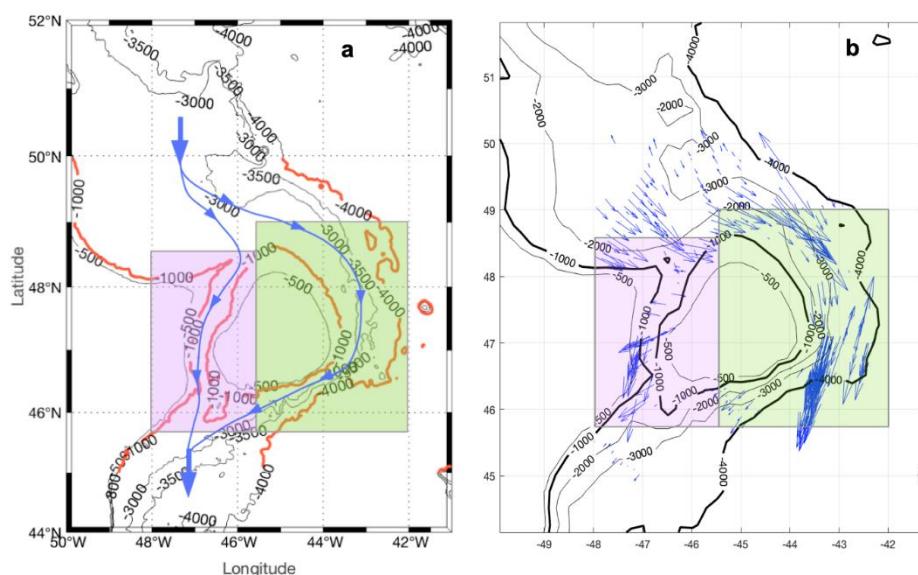


Figure 32 : Trajet (a) et vitesses moyennes entre 500 et 4000 m de profondeur (b) des masses d'eau dans la région du Pass (en rose) et de la Pointe (en vert) du Cap de Flemish.



Les distances et les vitesses moyennes sont calculées pour chaque région. On obtient ainsi un temps de résidence de $t_{\text{résidence}} = \frac{d_{\text{moy}}}{v_{\text{moy}}} = \frac{327390}{5,48 \cdot 10^{-2}} \cong 5,98 \cdot 10^6 \text{ s}$ pour la région du Pass et de $t_{\text{résidence}} = \frac{d_{\text{moy}}}{v_{\text{moy}}} = \frac{590130}{11,3 \cdot 10^{-2}} \cong 52,21 \cdot 10^6 \text{ s}$ pour la région de la Pointe.

Ces valeurs de temps de résidence sont multipliées respectivement aux valeurs de divergence de flux des masses d'eau pour la région du Pass et de la Pointe afin d'accéder aux quantités de chaleur et de sel.

Intervalle de profondeur des masses d'eau	uLSW	Sens du transfert	LSW	Sens du transfert
div(flux T) °C/s	-6,84E-11	se refroidit	-1,19E-11	se refroidit
Quantité de chaleur (°C)	4,09E-04		7,12E-05	
div(flux S) (g/kg)/s	-1,26E-11	perd du sel	8,73E-13	gagne du sel
Quantité de sel (g/kg)	7,53E-05		5,22E-06	

Tableau 3 : Valeurs des divergences de flux et des quantités de température et de salinité gagnées ou perdues par les différentes masses d'eau durant leur passage dans la région du Flemish Pass.

Intervalle de profondeur des masses d'eau	uLSW	Sens du transfert	LSW	Sens du transfert	GFZW	Sens du transfert	DSOW	Sens du transfert
div(flux T) °C/s	5,79E-11	se réchauffe	-6,51E-12	se refroidit	-1,63E-12	se réchauffe	-2,38E-12	se réchauffe
Quantité de chaleur (°C)	3,02E-04		3,40E-05		8,51E-06		1,24E-05	
div(flux S) (g/kg)/s	-3,85E-12	perd du sel	1,40E-12	gagne du sel	-1,44E-13	perd du sel	3,84E-13	gagne du sel
Quantité de sel (g/kg)	2,01E-05		7,31E-06		7,52E-07		2,00E-06	

Tableau 4 : Valeurs des divergences de flux et des quantités de température et de salinité gagnées ou perdues par les différentes masses d'eau durant leur passage dans la région de la Pointe du Cap de Flemish.

Pour la région du Pass et de la Pointe du Cap (**tableaux 3 et 4**), les valeurs de quantités de chaleur et de sel sont en moyenne 10 à 100 fois plus élevées que celles calculées sur la région entière (**tableau 2**). Cette augmentation peut être dû à une efficacité du mélange accrue dans ces régions en particulier. Ces valeurs restent cependant assez faibles, une vérification par comparaison avec les ordres de grandeurs des différences de température et de salinité entre une section prise à l'entrée de chaque zone, et une autre prise à la sortie est nécessaire (**tableau 5, figure 33**).

Pour calculer ces différences de température et de salinité, nous prenons des sections de mesures provenant de la même campagne de mesures (2014 pour la région Pointe et la région entière, et 2013 pour la région du Pass), à l'entrée puis à la sortie de chaque région à étudier (**figure 33**). On obtient les valeurs de température et de salinité à l'entrée et à la sortie pour chacune des masses d'eau en nous plaçant sur la section considérée, et en moyennant les valeurs de température et de salinité sur toute la gamme de profondeur de chaque masse d'eau. La différence est ensuite obtenue en faisant $T_{\text{sortie}} - T_{\text{entrée}}$ (pour la température) pour chaque masse d'eau (**tableau 5**).



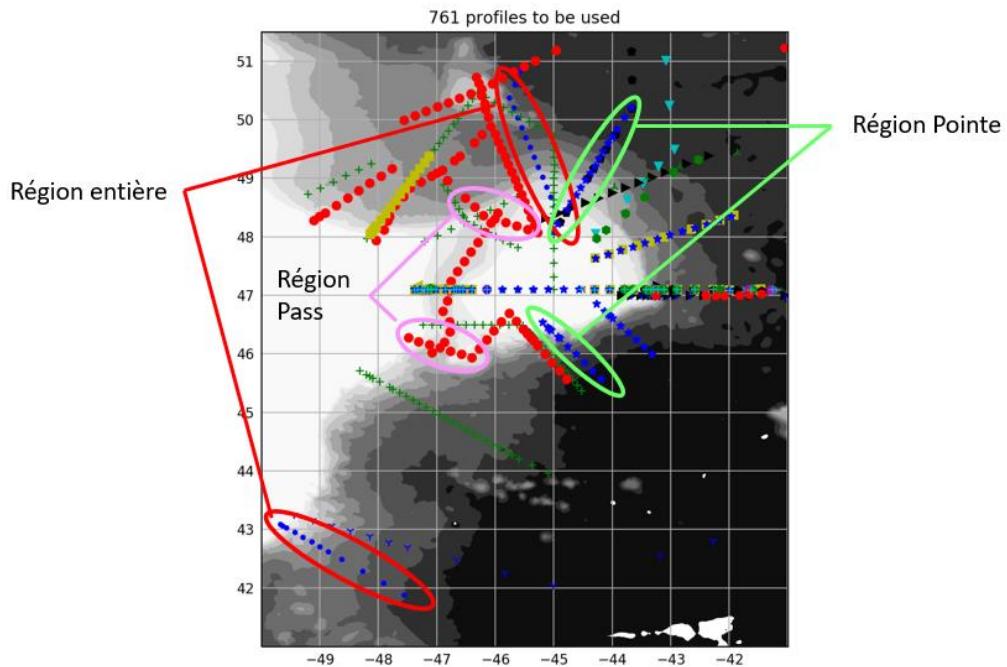


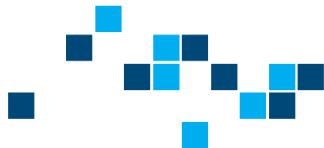
Figure 33 : Zones de calculs des températures et salinités des masses d'eau à leur entrée (au Nord) et à leur sortie (au Sud) des zones du Cap de Flemish. Zone entière en rouge (campagne 2014), zone de la Pointe en vert (campagne 2014), et zone du Pass en rose (campagne 2013).

		T° entrée (°C)	T° sortie (°C)	Déférence T° (°C)	Salinité entrée (g/kg)	Salinité sortie (g/kg)	Déférence salinité (g/kg)
Région entière	uLSW	3,8922	4,5256	0,6334	35,0584	35,1316	0,0732
	LSW	3,7498	4,0556	0,3058	35,063	35,1138	0,0508
	GFZW	3,4942	3,7342	0,24	35,0913	35,1154	0,0241
	DSOW	2,0963	1,9758	-0,1205	35,0752	35,0661	-0,0091
Région Pass	uLSW	3,9054	3,872	-0,0334	35,068	35,074	0,006
	LSW	3,3329	3,6847	0,3518	35,0883	35,0812	-0,0071
	GFZW			/			/
	DSOW			/			/
Région Pointe	uLSW	3,8055	4,4811	0,6756	35,0872	35,1368	0,0496
	LSW	3,6109	3,9348	0,3239	35,0879	35,1153	0,0274
	GFZW	3,2592	3,2955	0,0363	35,092	35,0993	0,0073
	DSOW	1,9695	2,0472	0,0777	35,072	35,0693	-0,0027

Tableau 5 : Valeurs des températures et salinité des différentes masses d'eau à l'entrée et la sortie de la région du Cap, et des sous régions du Pass et de la Pointe.

Les valeurs du **tableau 5** nous montrent que les quantités de chaleur et de sel gagnées ou perdues par les masses d'eau grâce au mélange turbulent de petite échelle sont négligeables comparées aux différences de température et de salinité des masses d'eau entre leur entrée et leur sortie dans les zones du Cap.





VI - DISCUSSION

Le large jeu de données Argo, CTD et LADCP (**PARTIE A**) dont nous disposons pour cette étude nous a permis d'identifier aussi bien les courants que les masses d'eau profondes présentes dans la région du Cap de Flemish. La zone de la Pointe du Cap étant plus documentée que les autres, nous avons pu comparer nos résultats avec deux autres études disposant de données CTD-LADCP le long de section à 47°N pour l'identification des courants à partir des vitesses, et des masses d'eaux profondes en fonction de leur température et leur salinité. L'avantage de notre jeu de données couvrant une grande partie de la région du Cap est que celui-ci nous a permis de comparer, aussi bien spatialement que temporellement les variations des quantités auxquelles nous nous sommes intéressées.

C'est ainsi (**PARTIE B**) que nous avons pu mettre en avant les similarités des quantités de mélange pour les zones au Nord, à la Pointe et au Sud du Cap, et la particularité de la zone du Pass, qui présente un mélange moins intense pour une stratification de ses eaux plus élevée. Toutes les zones montrent une intensification du mélange dans les 500 derniers mètres jusqu'au fond, comme c'est le cas dans les résultats des études de Walter 2005 (fig 3) et Stöber 2008 (fig 4) ainsi que dans la théorie mise en avant par Whalen 2020 selon laquelle les ondes internes créent de l'ECT lorsqu'elles rencontrent ou sont générées par la topographie.

La variabilité temporelle des données de mélange dans la région du Cap de Flemish est non significative et ne peut pas s'expliquer par les variations d'intensité de courant. Cette variabilité est sûrement due aux variations lors des prises de mesures : bateau, matériel, localisation des mesures, et traitement des données différents. Pour étudier cette variation temporelle des données de manière plus rigoureuse, il faudrait, dans l'idéal, installer un mouillage fixe sur une durée assez longue, ou bien effectuer davantage de mesures au même endroit, de la même façon, et de manière plus régulière.

Le degré de pente influence positivement l'intensité du mélange, ce qui vient confirmer les arguments de Whalen 2020 et De Lavergne 2015 selon lesquels une topographie abrupte créerait davantage de mélange qu'une topographie douce. Ici encore, séparer le Flemish Pass de la Pointe du Cap est utile car les pentes dans ces deux régions sont différentes : l'une forme un canyon (Flemish Pass) tandis que l'autre est une pente progressive et plus ou moins abrupte entre le mont sous-marin formé par le Cap et les profondeurs de la plaine océanique au large. Les études ne s'intéressent pas spécifiquement au rôle de la pente sur le mélange, mais la figure 3 du papier de Mertens 2014 et la figure 4 du papier de Stöber mettent tous deux en évidence ce phénomène : le mélange est plus important le long de la pente. Cependant, la pente seule n'influence pas le mélange, cela nécessite aussi la présence d'ondes internes qui seraient générées ou viendraient déferler sur la topographie. Le Cap de Flemish étant considéré comme une zone potentielle de forte quantité d'ondes internes, l'utilisation d'un modèle de calcul de diffusion verticale turbulente fine échelle est utilisé pour quantifier la modification des masses d'eau profondes dans la région.

Les hypothèses faites ici (**PARTIE C**) dans le calcul des flux turbulents excluent les variations horizontales de toutes les quantités considérées dans les calculs (vitesse, température, salinité, densité), pour ne conserver que la composante verticale des échanges. Les flux sont calculés et moyennés sur l'ensemble de la région, puis sur les zones de la Pointe et du Pass en particulier en utilisant la méthode des bins moyennés pour éviter le bruit de mesure. Malgré ces moyennes, une opération de filtrages multiples a dû être menée car les courbes étaient bruitées, en particulier près du fond, là où la quantité de données est la plus faible.





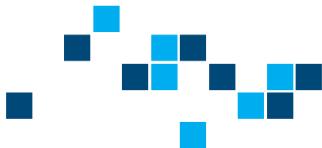
Les divergences de flux, ainsi que les quantités de chaleur et de sel gagnées ou perdues par les masses d'eau sont faibles, notamment lorsqu'on les compare à la différence de température et de salinité entre une section prise à l'entrée puis à la sortie du Cap, pour chaque masse d'eau. Si ces calculs de divergence de flux nous ont permis de déterminer le sens et la quantité des transferts de chaleur et de sel provoqués par la diffusion verticale turbulence à petite échelle entre les masses d'eau profondes du Cap, l'apport de ce mélange petite échelle dû aux ondes internes sur cette modification semble cependant négligeable.

Ce résultat reste cependant nuancé par les hypothèses simplificatrices mises en place lors du calcul de ces quantités : d'abord l'utilisation d'une méthode indirecte de calcul des quantités du mélange reposant sur une paramétrisation faisant elle-même appel à plusieurs hypothèses, et qui implique de négliger les variations horizontales des quantités ; la considération d'un système fermé lors du calcul des trajectoires ainsi que du temps de résidence des masses d'eau dans la zone (l'eau peut sortir à l'Est avant d'atteindre le Sud). Ce temps ainsi calculé nous donne donc une estimation du temps de résidence des masses d'eau, et de la modification de température et de salinité dû au mélange petite échelle.

Ces simplifications pourraient être évitées de différentes façons : par l'utilisation d'instruments de mesures plus précis tels que les capteurs microstructure, capables de mesurer la dissipation d'ECT de manière directe ; par l'installation de mouillages permanents le long du Cap, qui nous permettraient d'obtenir des données de modifications des masses d'eau de manière précise et continue ; ou par le déploiement de flotteurs océanographiques type Argo, capables de plonger à des profondeurs dépassant les 2000 m.

Pour le projet CROSSROAD, un dispositif de mesure innovant développé par les équipes de l'Ifremer pourra être utilisé. Nommé MicroRiYo, ce mouillage contient un véhicule équipé de capteurs microstructure, qui fait des aller-retours sur la verticale à intervalles de temps réguliers, commandés par un système rotatif automatique de distribution de poids. Une fois fonctionnel, le MicroRiYo devrait permettre l'acquisition de mesures directes de dissipation et ainsi améliorer la compréhension de la contribution des ondes internes au mélange diapycnal des masses d'eau. En attendant le déploiement de ce dispositif, ou une avancée dans nos connaissances théoriques de l'impact des phénomènes petite échelle sur le mélange, d'autres phénomènes physiques à plus grande échelle peuvent également être considérés/recherchés pour expliquer la majeure partie de la modification des masses d'eau profondes au Cap de Flemish.





V - CONCLUSION

Le Cap de Flemish représente une région très intéressante pour l'étude du mélange et des ondes internes, du fait de sa topographie abrupte et de son placement dans une zone de l'océan Atlantique où se croisent les deux branches principales de l'AMOC. Le Cap de Flemish constitue donc une région d'intérêt dans le contexte de la compréhension de la circulation et des échanges globaux des propriétés de l'océan (température, salinité, oxygène, nutriments...). Cet attrait pour cette région offre la disponibilité de nombreuses données Argo, CTD et LADCP mesurées régulièrement entre 2003 et 2020. L'exploitation de ces données a permis d'identifier puis de suivre l'évolution des masses d'eau profondes lors de leur passage au Cap de Flemish.

L'utilisation d'un modèle de calcul à paramétrisation fine échelle a permis d'accéder aux quantités du mélange (taux de dissipation, diffusivité et fréquence de flottabilité) dû à la transformation de l'énergie cinétique turbulente induite par les ondes internes. Les variations spatiales de ces données de mélange ont mis en évidence des quantités plus importantes dans les 500 premiers mètres depuis le fond, ainsi que la particularité de la zone du Flemish Pass comparée au reste du Cap (diffusivité moins élevée mais stratification plus importante).

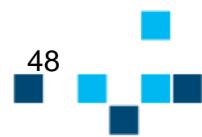
La corrélation positive entre le degré de pente et l'intensité du mélange a été mise en avant, nous permettant ainsi de valider l'hypothèse selon laquelle une topographie abrupte est synonyme de mélange turbulent plus important.

Les variations temporelles des données sont difficilement interprétables car les profils sont issus de différentes missions à différents endroits. Cela implique donc la nécessité de prises de mesures plus régulières et fixes pour étudier plus précisément ces variations temporelles.

Les calculs des flux turbulents ainsi que leur divergence nous ont permis de déterminer la quantité de flux et le sens des transferts de chaleur et de sel entre les masses d'eau dans la région du Cap de Flemish. L'estimation d'un temps de résidence maximum des masses d'eau dans la région entière, puis dans les régions de la Pointe du Cap et du Pass nous a permis d'accéder à une quantité de chaleur et de sel gagnée ou perdue par ces masses d'eau lors de leur passage par le Cap. Cette quantité semble négligeable devant le changement global de température et de sel des masses d'eau entre leur entrée et leur sortie de chacune des trois régions. Le mélange dû à la diffusion verticale turbulente à petite échelle semble donc avoir un faible impact sur la modification globale des masses d'eau profondes au Cap de Flemish. D'autres phénomènes physiques à plus grande échelle sont à envisager en attendant le déploiement de méthodes de mesure ou de calcul fine échelle plus précises. Il pourrait s'agir par exemple de courants intenses qui généreraient du cisaillement sur une topographie ou des tourbillons qui eux-mêmes seraient sources de mélange.

L'utilisation de modèles de simulation numérique océanique petite échelle peut également apporter des réponses quant à la qualification et la quantification de l'impact des ondes internes sur la transformation de ces masses d'eau. Le modèle GIGATL (résolution 1km à 3km avec possibilité de zoom régionaux) développé par le Dr Jonathan Gula offre cette possibilité.

Pour conclure, cette étude préliminaire du mélange vertical et de la transformation des masses d'eau dans la région du Cap de Flemish permet de montrer à l'équipe du projet CROSSROAD les régions d'intérêt particulier que représentent le Flemish Pass avec sa topographie en canyon, et la Pointe du Cap avec ses pentes abruptes et le croisement des deux branches de l'AMOC. Les résultats indiquent aussi la nécessité d'utiliser un appareil de mesure tel que le MicroRiYo pour obtenir des informations plus précises sur le mélange à fine échelle, et d'ajouter une composante de variation temporelle aux données.





VII - BIBLIOGRAPHIE

Bower, Amy S., et al. "Interior pathways of the North Atlantic meridional overturning circulation." *Nature* 459.7244 (2009): 243-247.

Colling, Angela. *Ocean circulation*. Vol. 3. Butterworth-Heinemann, 2001.

Cyr, F., Snook, S., Bishop, C., Galbraith, P.S., Pye, B., Chen, N., and Han, G. 2021. Physical Oceanographic Conditions on the Newfoundland and Labrador Shelf during 2019. DFO Can. Sci. Advis. Sec. Res. Doc. 2021/017. iv + 52 p.

Daniault, Nathalie, et al. "The northern North Atlantic Ocean mean circulation in the early 21st century." *Progress in Oceanography* 146 (2016): 142-158.

De Lavergne, Casimir, et al. "On the consumption of Antarctic Bottom Water in the abyssal ocean." *Journal of Physical Oceanography* 46.2 (2016): 635-661.

Ferron, Bruno, et al. "Dissipation rate estimates from microstructure and finescale internal wave observations along the A25 Greenland–Portugal OVIDE line." *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 31.11 (2014): 2530-2543.

Ferron, Bruno, et al. "How important are diapycnal mixing and geothermal heating for the deep circulation of the Western Mediterranean?." *Geophysical Research Letters* 44.15 (2017): 7845-7854.

Garcia-Ibanez, Maribel I., et al. "Structure, transports and transformations of the water masses in the Atlantic Subpolar Gyre." *Progress in Oceanography* 135 (2015): 18-36.

Garrett, Christopher, and Walter Munk. "Space-time scales of internal waves: A progress report." *Journal of Geophysical Research* 80.3 (1975): 291-297.

Gregg, Michael C. "Scaling turbulent dissipation in the thermocline." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 94.C7 (1989): 9686-9698.

Gregg, Michael C., Thomas B. Sanford, and David P. Winkel. "Reduced mixing from the breaking of internal waves in equatorial waters." *Nature* 422.6931 (2003): 513-515.

Haine, Thomas, et al. "North Atlantic deep water formation in the Labrador Sea, recirculation through the subpolar gyre, and discharge to the subtropics." *Arctic–Subarctic Ocean Fluxes*. Springer, Dordrecht, 2008. 653-701.

Han, Guoqi, et al. "Seasonal variability of the Labrador Current and shelf circulation off Newfoundland." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 113.C10 (2008).

Han, Guoqi, Nancy Chen, and Zhimin Ma. "Is there a north-south phase shift in the surface Labrador Current transport on the interannual-to-decadal scale?." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119.1 (2014): 276-287.

Mertens, Christian, et al. "Circulation and transports in the Newfoundland Basin, western subpolar North Atlantic." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119.11 (2014): 7772-7793.

Polzin, Kurt L., John M. Toole, and Raymond W. Schmitt. "Finescale parameterizations of turbulent dissipation." *Journal of physical oceanography* 25.3 (1995): 306-328.

Stöber, Uwe, et al. "Mixing estimates from hydrographic measurements in the deep western boundary current of the North Atlantic." *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 55.6 (2008): 721-736.

Stramma, Lothar, et al. "Deep water changes at the western boundary of the subpolar North Atlantic during 1996 to 2001." *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 51.8 (2004): 1033-1056.

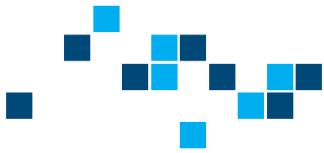


UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est

24 août 2021





Walter, Maren, Christian Mertens, and Monika Rhein. "Mixing estimates from a large-scale hydrographic survey in the North Atlantic." *Geophysical research letters* 32.13 (2005).

Whalen, C. B., L. D. Talley, and J. A. MacKinnon. "Spatial and temporal variability of global ocean mixing inferred from Argo profiles." *Geophysical Research Letters* 39.18 (2012).

Whalen, Caitlin B., et al. "Internal wave-driven mixing: governing processes and consequences for climate." *Nature Reviews Earth & Environment* 1.11 (2020): 606-621.

Wunsch, Carl. "What is the thermohaline circulation?." *Science* 298.5596 (2002): 1179-1181.

Xu, Xiaobiao, Peter B. Rhines, and Eric P. Chassignet. "On mapping the diapycnal water mass transformation of the upper North Atlantic Ocean." *Journal of Physical Oceanography* 48.10 (2018): 2233-2258.

Zantopp, Rainer, et al. "From interannual to decadal: 17 years of boundary current transports at the exit of the Labrador Sea." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 122.3 (2017): 1724-1748.



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est

24 août 2021





Annexes





POLYTECH
NANCY

Annexe 1 : identification des masses d'eau et de leur intervalle de profondeur sur les régions Nord, Sud, et Pass du Cap de Flemish

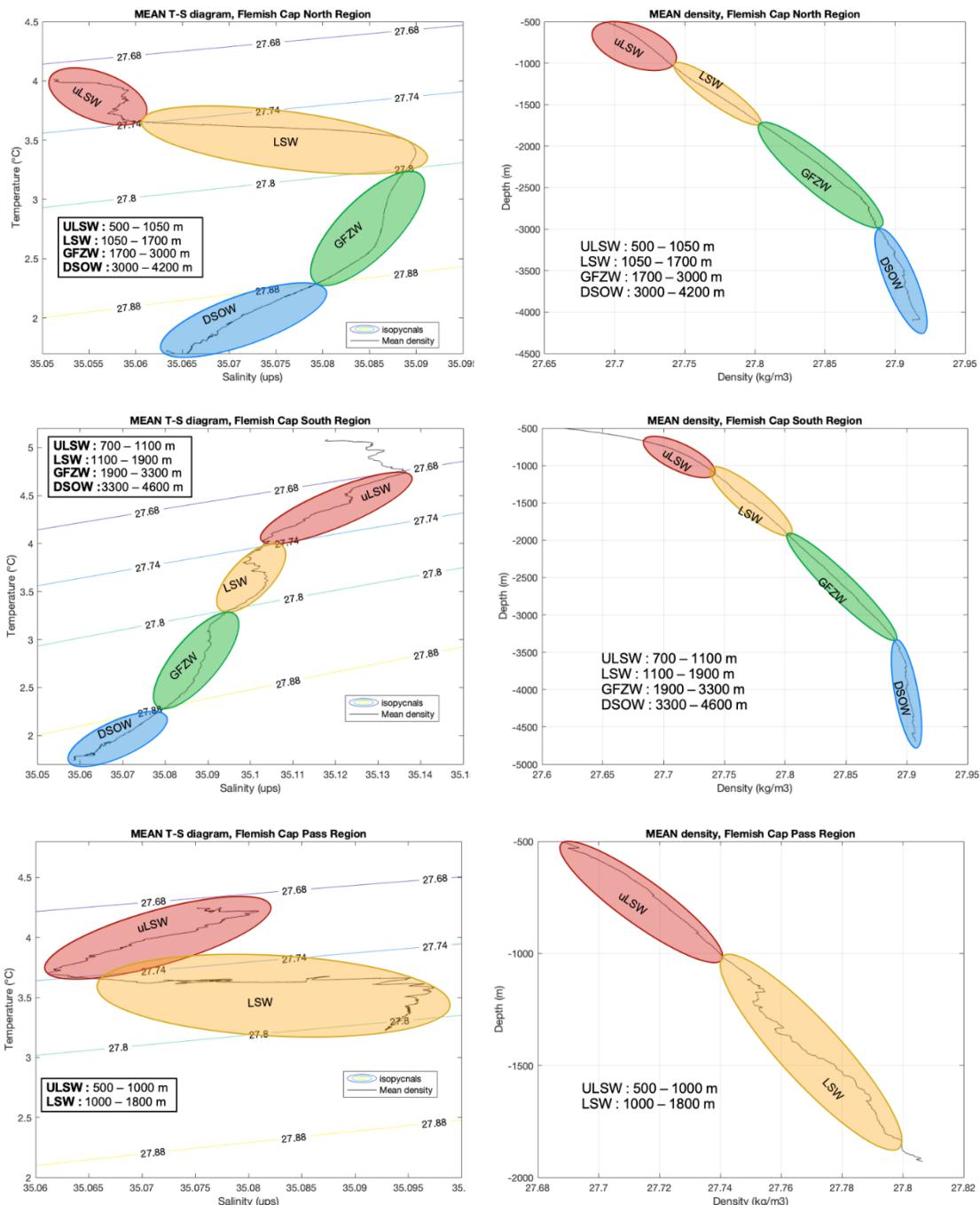


Figure 1 : Diagramme T-S et identification des masses d'eau pour les régions Nord, Sud et Pass du Cap de Flemish. La température prise ici est la température potentielle, et la salinité est la salinité absolue. Les lignes d'isopycnées, calculées à une pression de référence de 0 dbar apparaissent ici pour délimiter les masses d'eau : uLSW entre 27,68 et 27,74 kg/m³ ; LSW entre 27,74 et 27,8 kg/m³ ; GFZW entre 27,8 et 27,88 kg/m³ ; puis DSOW à partir de 27,88 kg/m³ (**à gauche**). Densité en fonction de la profondeur et identification des intervalles de profondeur des masses d'eau (**à droite**).



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est

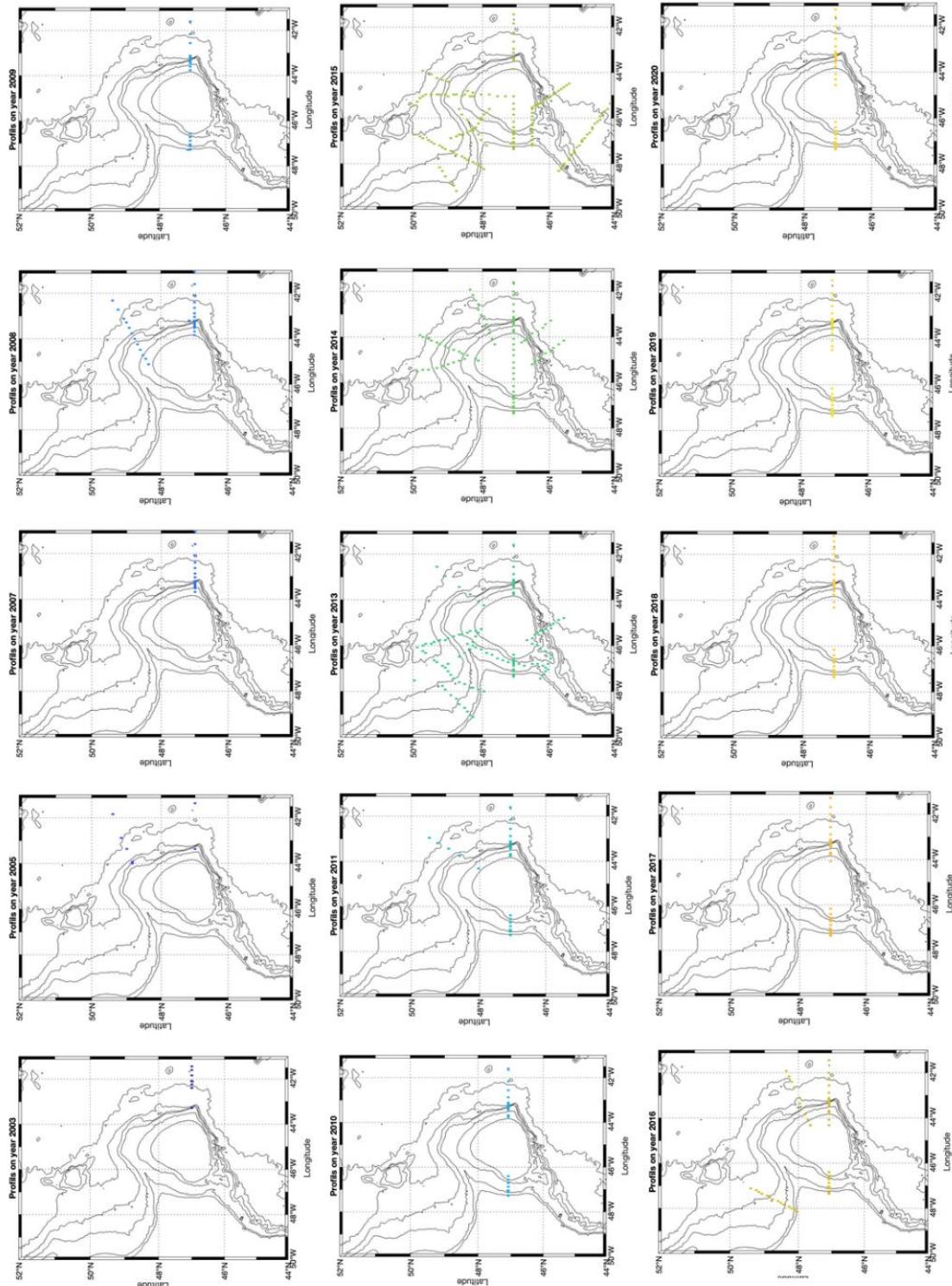
24 août 2021





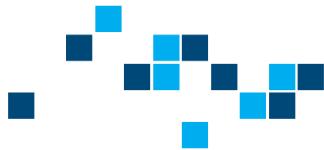
POLYTECH
NANCY

Annexe 2 : Cartes des profils mesurés sur la région du Cap de Flemish par année de campagne



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est



Annexe 3 : Analyse des données temporelles de diffusivité obtenues sur la pointe du Cap de Flemish

En premier lieu, et en utilisant toutes les données disponibles pour les profils mesurés à la pointe du Cap au fil des années, on obtient le graphique suivant (**figure 1a**) :

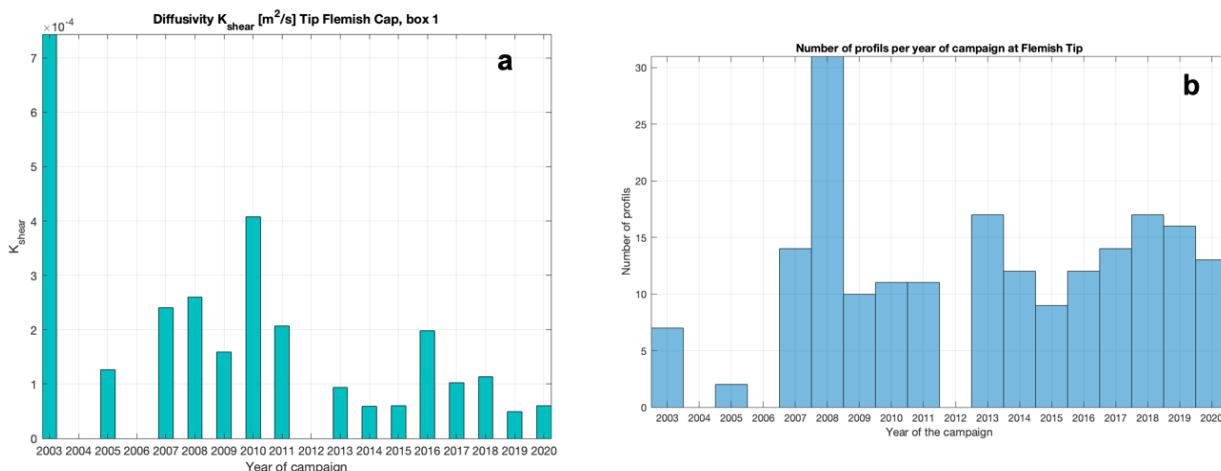


Figure 1 : Quantité de diffusivité moyennée par année de campagne de mesures, sur 500 m depuis le fond (a), et nombre de profils mesurés par année (b) dans la région de la pointe du Cap de Flemish.

Le nombre de profils mesurés par années (**figure 1b**) est homogène sauf pour les années 2003 et 2005 où il est plus faible, et pour l'année 2008 où il est bien plus fort. Des anomalies de quantités de mélange sur ces années pourraient donc être expliquées par cette différence de taille d'échantillon par rapport aux autres années. Mais, lorsque l'on regarde l'histogramme de la **figure 1a**, on remarque que les valeurs du mélange pour les années 2005 et 2008 sont semblables aux valeurs des autres années. Pour l'année 2003, on a un pic de mélange : la quantité de diffusivité est pratiquement doublée. On observe également deux pics de diffusivité : un pour l'année 2010 et un autre pour l'année 2016. Afin de comprendre l'apparition de ces pics, nous vérifions d'abord le contenu des données, donc les valeurs de chaque profil utilisé pour calculer la moyenne des mesures faites par année à la pointe du Cap. On se concentre sur les 3 années pour lesquelles on observe un pic : 2003, 2010, et 2016, et l'on trace l'ensemble des profils mesurés pour chacune de ces années (**figure 2**).

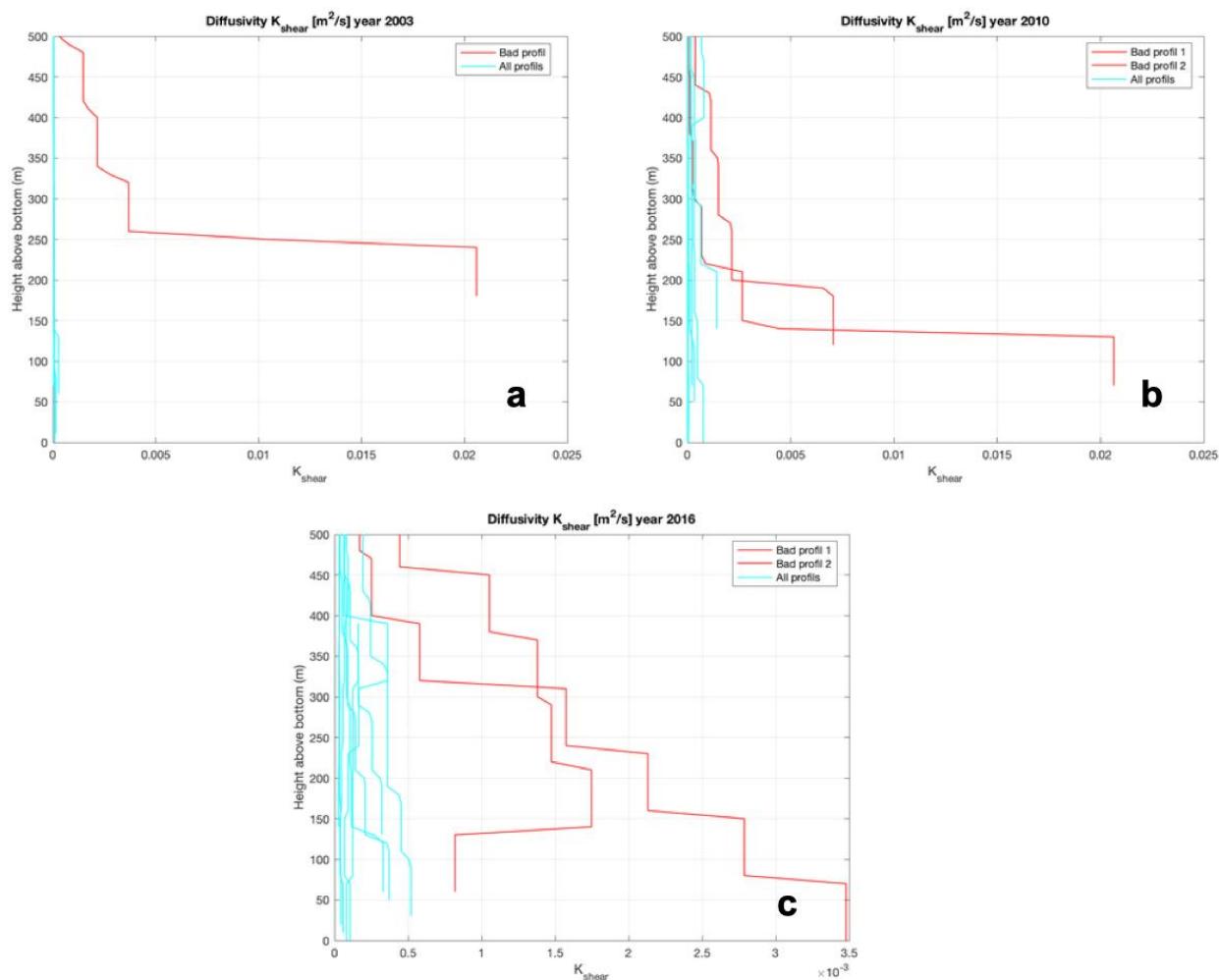
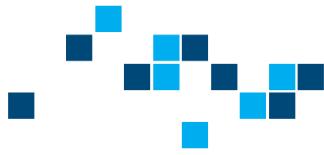
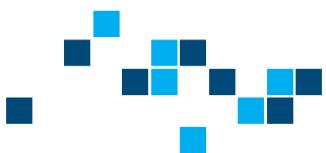


Figure 2 : Ensemble des profils de diffusivité mesurés pour les années 2003 (**graphique a**), 2010 (**graphique b**) et 2016 (**graphique c**) à la pointe du Cap de Flemish. L'ensemble des profils que l'on conserve apparaît en bleu turquoise, tandis que les profils qui présentent un écart trop important à la moyenne apparaissent en rouge.

On remarque alors la présence d'un ou plusieurs profils dont les valeurs de diffusivité se détachent largement du reste des profils, pour la plage de profondeurs que l'on considère, c'est-à-dire jusqu'à 500 m depuis le fond.

On peut donc choisir de retirer ces profils du jeu de données pour obtenir une valeur de diffusivité plus homogène entre les années (**figure 18 dans le rapport**).



Annexe 4 : Influence de la topographie sur le mélange dans les régions du Pass et de la Pointe du Cap

Nous avons choisi de séparer les régions du Pass et de la Pointe selon le découpage de la **figure 32** dans le rapport. En effet, ces deux régions présentent des caractéristiques topographiques différentes : la région du Pass a une topographie en forme un canyon entre le Cap et le plateau continental, tandis que la région de la Pointe du Cap présente une descente progressive de la topographie depuis le haut du Cap jusqu'aux grandes profondeurs au large. Ces régions représentent donc un intérêt particulier pour l'étude de l'influence de la topographie sur le mélange des eaux.

De la même manière que pour la région entière, nous choisissons d'observer ε et K le long des isobathes pour observer la contribution des différentes pentes aux quantités de dissipation (figure 1) et diffusivité (figure 2).

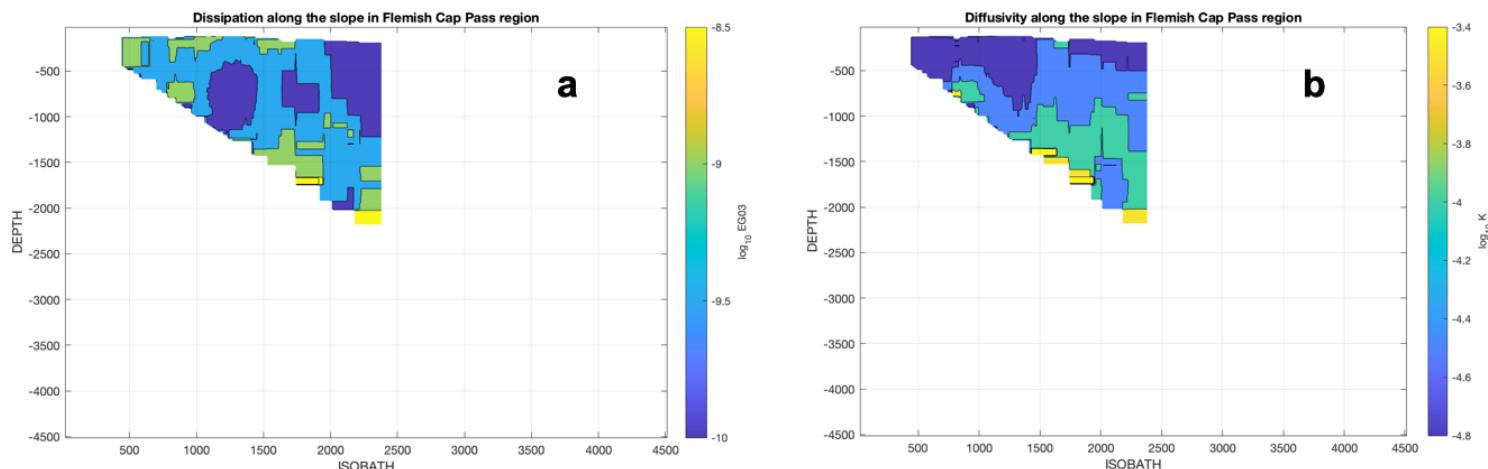


Figure 1 : Valeurs de dissipation (a) et de diffusivité (b) selon la pente, moyennées sur la région du Flemish Pass.

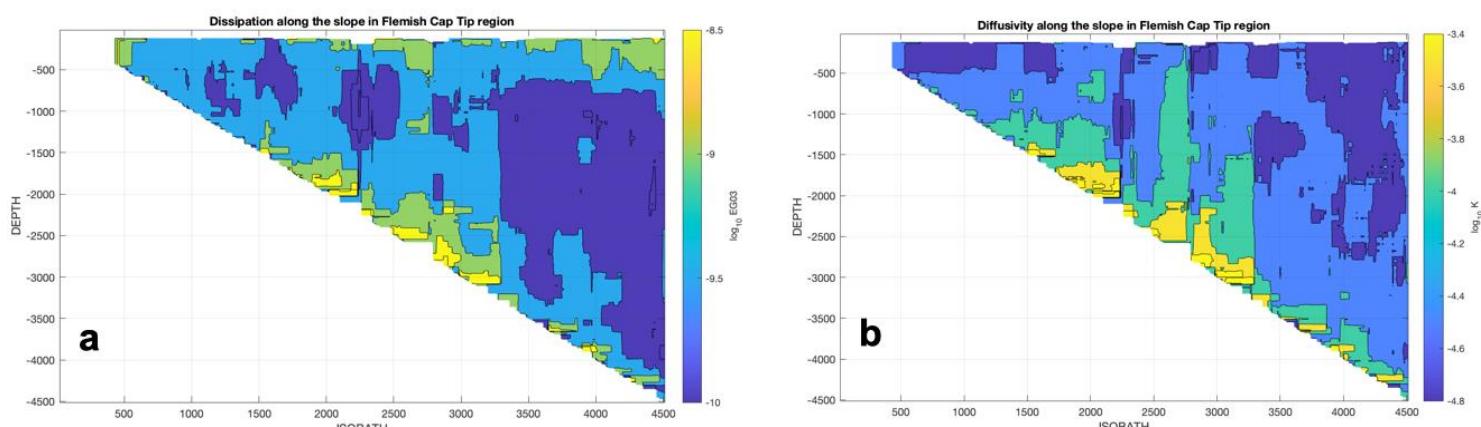


Figure 2 : Valeurs de dissipation (a) et de diffusivité (b) selon la pente, moyennées sur la région de la pointe du Cap de Flemish.



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est





Sur les figures de dissipation (**figures 1a et 2a**), on voit que la dissipation est plus importante en surface et au fond, avec des valeurs particulièrement élevées entre les isobathes 1500 et 2400 pour la région Pass, et 1500 et 3400 pour la région Pointe. On observe les mêmes intervalles de fortes valeurs pour la diffusivité sur les **figures 1b et 2b**, bien que cette fois-ci la diffusivité ne soit plus forte qu'au fond et non en surface. Comparativement à la figure de diffusivité selon la pente tracée pour toute la région (**figure 23b** dans le rapport), ici les valeurs de diffusivité sont plus grandes à partir du fond et sur une bonne partie de la colonne d'eau (jusqu'à environ 1000 m au-dessus du fond).

La présence d'un mélange plus marqué entre 1500 et 2400 mètres dans la région du Pass pourrait être dû à la topographie particulière de la région : à ces profondeurs, le gradient de pente est intense et est susceptible de créer davantage de mélange.

Le mélange dans la zone de la Pointe du Cap est intense aux mêmes gammes d'isobathes que pour la région entière, c'est-à-dire entre 1500 et 3000 m, mais s'étend davantage sur la verticale. Cette gamme d'isobathes correspond à l'endroit où les pentes sont les plus importantes, mais aussi là les courants tels que le NAC venant du Sud et le DWBC venant du Nord circulent. Comme pour la région entière, nous avons donc tracé les figures de vitesse projetée le long des isobathes selon la pente pour la région Pass et la région Pointe (figure 3).

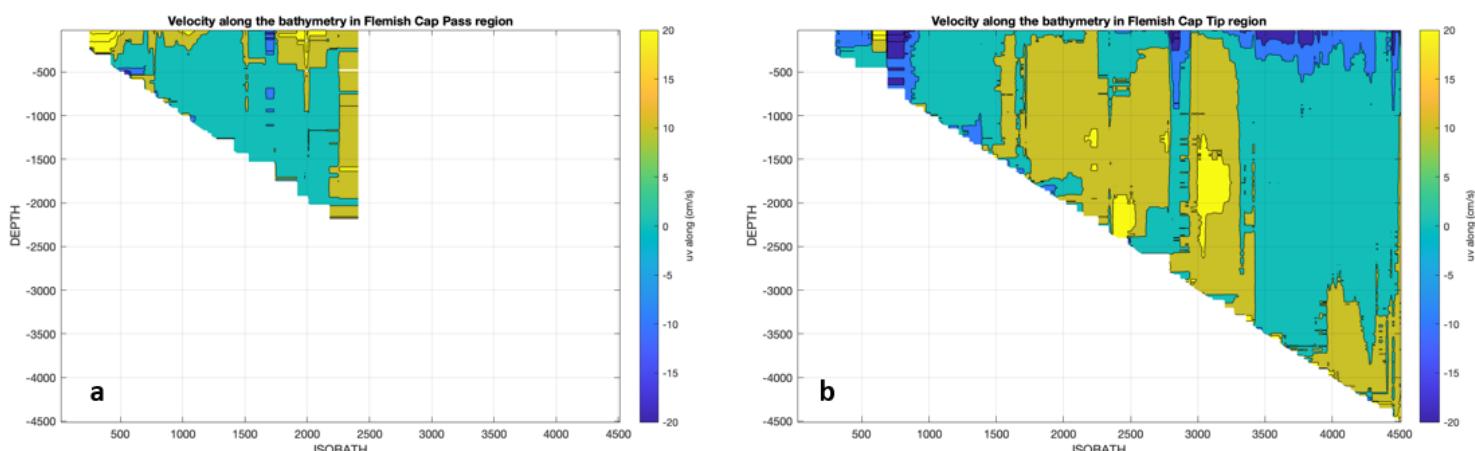


Figure 3 : Valeurs de la vitesse projetée le long des isobathes selon la pente pour la région du Pass (**a**) et de la Pointe (**b**) du Cap de Flemish.

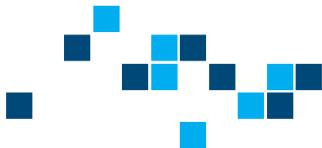
On vérifie ici que le courant profond de bord ouest (en jaune sur la figure 3) est très intense entre les isobathes 1500 et 3500 m, ce qui vient confirmer le résultat trouvé pour la région entière : le mélange est à la fois intensifié par la pente, et par l'intensité du courant entre les isobathes 1500 et 3000 m.



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est





Annexe 5 : Test de significativité de la corrélation linéaire

Méthode 1 : calcul des coefficients de corrélation et test de significativité à l'aide de la loi de Student.

A l'aide d'un classeur Excel, nous réalisons une régression linéaire sur ces nuages de points afin de déterminer les coefficients de corrélation r pour chaque variable. Nous réalisons ensuite un test de corrélation dans un intervalle de confiance de 95% ($p\text{-value}=0,05$), puis 99% ($p\text{-value}=0,01$).

Pour chacune des deux populations étudiées, le coefficient de corrélation entre les deux variables se calcule selon la formule suivante :

$$r = \frac{\text{Cov}(X, Y)}{\sqrt{V(X) \cdot V(Y)}}$$

Ainsi, on trouve $r_a = 0,38$ pour relier les valeurs de la dissipation aux valeurs de la pente, et $r_b = 0,38$ pour relier les valeurs de la diffusivité aux valeurs de la pente.

Afin de tester la significativité de cette corrélation, on réalise alors un test d'hypothèse :

r est une estimation ponctuelle de ρ

- ◆ Critère : r
- ◆ Hypothèses : $H_0 : \rho = 0$ $H_1 : \rho \neq 0$

Si $-r_c \leq r \leq r_c$ $\rightarrow H_0$ non rejetée
avec $r_c = \frac{t_{1-\alpha/2; n-2}}{\sqrt{t_{1-\alpha/2; n-2}^2 + (n-2)}}$

H_0 correspondant alors ici à l'hypothèse selon laquelle la corrélation linéaire entre les deux variables considérées est non significative. t suit une loi de Student et sera lu sur une table grâce aux valeurs de n et de α . r_c est la région critique du test au risque α .

Dans notre cas, on a : $n = 289$, $\alpha_1 = 0,05$, $\alpha_2 = 0,01$

Donc on a : $t_1 = 1,969$, $t_2 = 2,598$; $r_{c1} = 0,12$, $r_{c2} = 0,15$

Intervalle de confiance à 95% : $r_a > r_{c1}$ et $r_b > r_{c1}$, donc H_0 est rejetée.

Intervalle de confiance à 99% : $r_a > r_{c2}$ et $r_b > r_{c2}$, donc H_0 est rejetée.

→ On peut alors conclure à une **corrélation linéaire positive significative** entre la dissipation et la pente et entre la diffusivité et la pente dans la zone du Cap de Flemish.

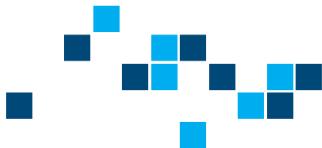
Méthode 2 : calcul des coefficients de corrélation et test de significativité à l'aide des fonctions "corr2" et "fitlm" de MATLAB

A l'aide de Matlab et des fonctions de calculs statistiques, nous faisons la même étude sur ces deux séries de données.

Ainsi, à l'aide de la fonction Matlab "corr2", nous trouvons $r_a = 0,3782$ pour relier les valeurs de la dissipation aux valeurs de la pente, et $r_b = 0,3586$ pour relier les valeurs de la diffusivité aux valeurs de la pente.

Pour tester la significativité de cette corrélation, nous utilisons ensuite la fonction Matlab "fitlm". Cette fonction teste la correspondance de la relation entre deux variables avec un modèle de





régression linéaire, et nous renvoie notamment les valeurs du coefficient t (issu de la loi de Student) et la p-value associée à la population étudiée.

Ici, pour la première population, on trouve une $p - value = 2,94 \cdot 10^{-11}$ et pour la deuxième, une $p - value = 3,38 \cdot 10^{-11}$. La p-value indique la probabilité de rejeter l'hypothèse H_0 alors qu'elle est vraie. Autrement dit, elle indique la probabilité de considérer l'absence de corrélation linéaire entre les deux variables alors qu'il y en a une. Plus la valeur de la p-value est petite, plus la probabilité de faire cette erreur est faible. Une valeur seuil de p-value souvent utilisée est 0,05. Si la p-value de la série X, Y considérée est inférieure à cette valeur seuil, alors on peut affirmer à un niveau de confiance de 95% que la corrélation linéaire entre les variables X et Y est significative.

Ici, nos p-values pour les deux populations sont bien inférieures à 0,05. Nous pouvons donc conclure à une corrélation linéaire positive significative entre la dissipation et la pente, et entre la diffusivité et la pente.

Méthode 3 : calcul des coefficients de corrélation et des p-values à l'aide de la fonction "corrcoef" de MATLAB

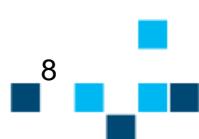
Pour vérifier les précédents résultats rendus par Matlab, nous utilisons une fonction différente pour calculer les coefficients de corrélation r_a et r_b et les p-values associées. A l'aide de la fonction "corrcoef", on obtient : $r_a = 0,3782$ et $p - value = 2,94 \cdot 10^{-11}$, et $r_b = 0,3586$ $p - value = 3,38 \cdot 10^{-11}$. Nous avons donc bien les mêmes résultats que ceux obtenus avec la fonction "fitlm" utilisée précédemment.



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

LORRAINE INP
vos talents se lèvent à l'Est

24 août 2021





Annexe 6 : Filtrage des courbes des gradients et flux turbulents

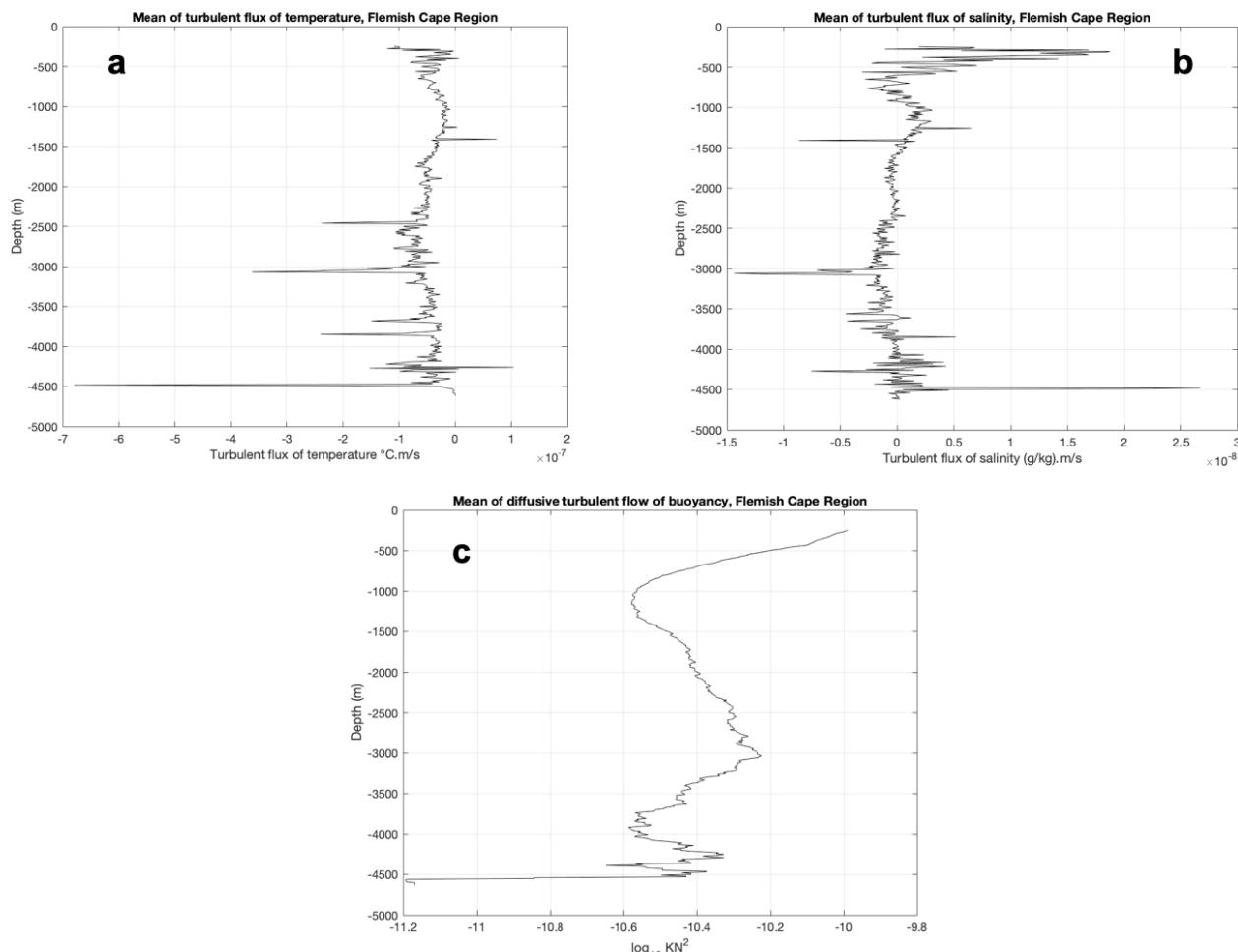
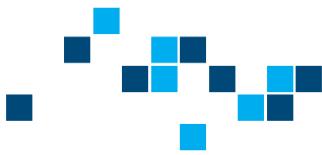


Figure 1 : Flux turbulent de température (**graphique a**), de salinité (**graphique b**) et de flottabilité (**graphique c**) en fonction de la profondeur, calculés sur la région du Cap de Flemish.

Sur ces trois graphiques (**figure 1**), on remarque la présence de nombreux pics dont on essaye de minimiser l'impact à l'aide d'un filtre médian. D'où viennent ces pics ? Pour le savoir, nous avons tracé les graphiques des gradients de température et de salinité selon la profondeur, ainsi que les valeurs de diffusivité K et de fréquence de flottabilité N2 en fonction de la profondeur.





POLYTECH
NANCY

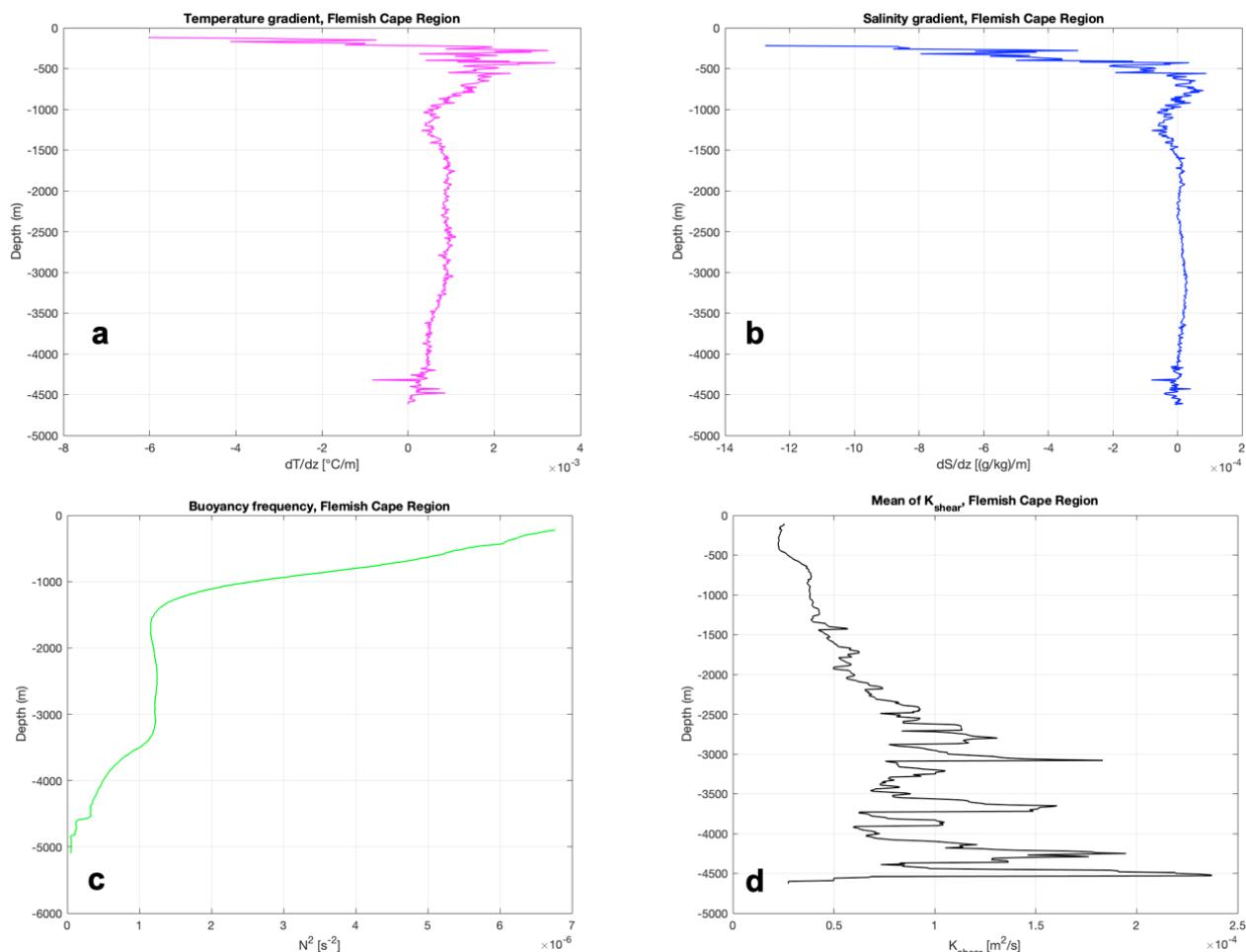


Figure 2 : Gradient de température (**graphique a**), et de salinité (**graphique b**), fréquence de flottabilité (**graphique c**), et diffusivité moyenne (**graphique d**) en fonction de la profondeur, calculés sur la région du Cap de Flemish.

En observant les deux premiers graphiques (**figure 2 a et b**), nous pouvons dire que les pics au-dessus de 500 m (**figure 2 a et b**) peuvent être dus aux fortes variations des gradients de T et de S. Nous remarquons également que les signaux sont très bruités.

La courbe du graphique de N^2 (**figure 2c**) est assez lisse et ne présente pas de pics marqués car le N^2 est une quantité calculée à partir de quantités lissées.

Le graphique de la diffusivité K en fonction de la profondeur (**figure 2d**) nous montre la présence d'au moins 6 pics correspondants aux pics observés sur les graphiques de flux. Une explication pourrait se trouver dans le fait que plus on s'enfonce en profondeur, moins il y a de profils disponibles à moyenner. La région du Cap de Flemish considérée étant très étendue, une moyenne réalisée sur un ensemble de quelques profils peut alors être très différente sur des plages de profondeurs très petites.

Afin de lisser au mieux ces courbes, nous choisissons donc d'utiliser un filtre médian sur n=30 points, soit sur une profondeur de 300m pour filtrer les courbes des gradients de température et salinité, et de diffusivité K (**figure 3**).

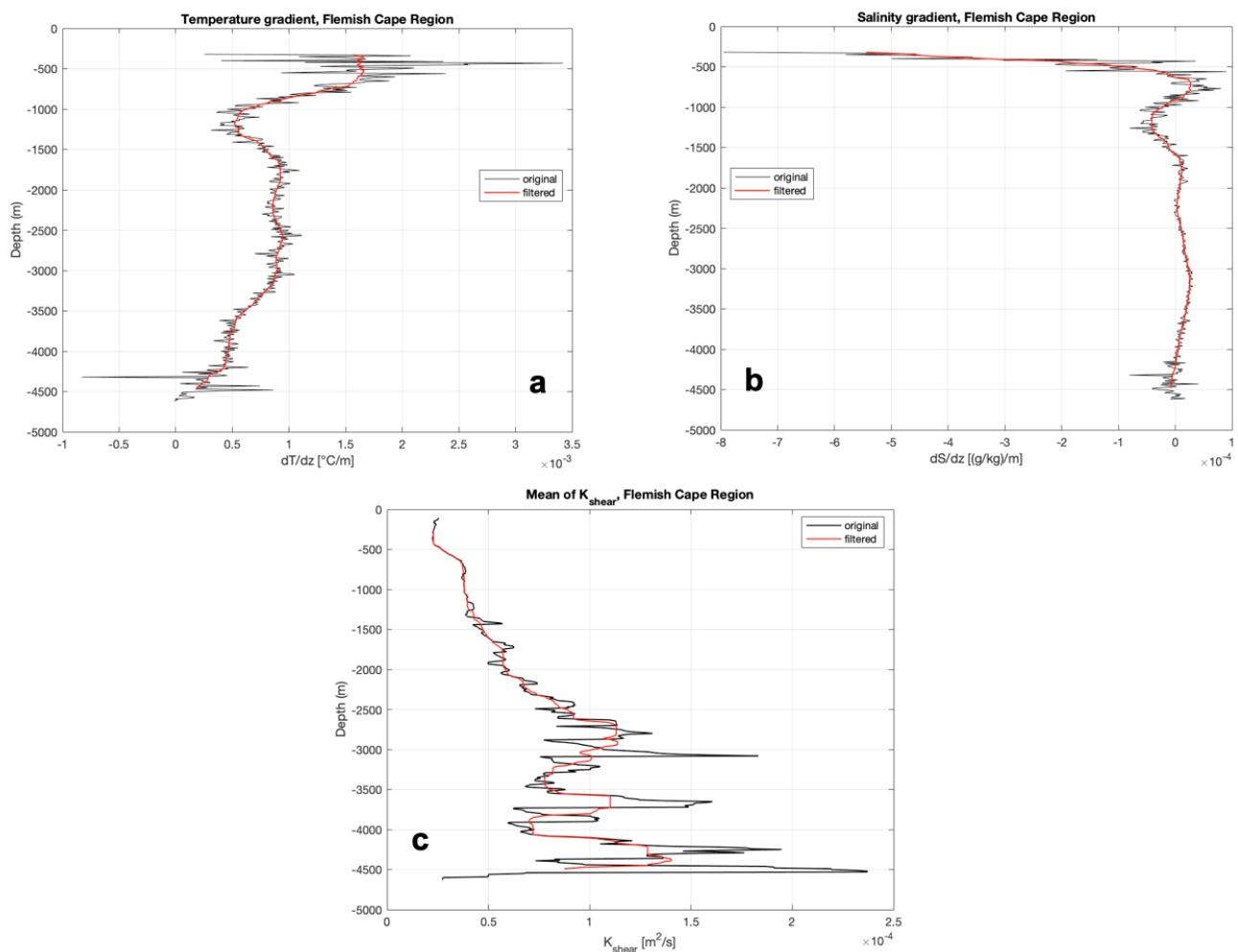


Figure 3 : Filtrage du gradient de température (**graphique a**), du gradient de salinité (**graphique b**), et de la fréquence de flottabilité (**graphique c**) en fonction de la profondeur, sur la région du Cap de Flemish. Les courbes originales apparaissent en noir, et l'action du filtrage est en rouge.

