



Université du Québec  
à Rimouski

**AFFAIBLISSEMENT FILAMENTAIRE DANS  
L'ESTUAIRE DU SAINT-LAURENT : MODÈLES QUASI-  
GÉOSTROPHIQUES VS OBSERVATIONS**

Mémoire présenté

dans le cadre du programme de maîtrise en OCÉANOGRAPHIE

en vue de l'obtention du grade de maître ès science

PAR

**JULIEN ROBITAILLE**

**NOVEMBRE 2015**



**Composition du jury :**

**Dany Dumont, président du jury, Université du Québec à Rimouski**

**Cédric Chavanne, directeur de recherche, Université du Québec à Rimouski**

**Guillaume Lapeyre, examinateur externe, École Normale Supérieure - Paris**

Dépôt initial le 7 mai 2015



UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI  
Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « *Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse* ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.



## REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je tiens à remercier Cédric, mon superviseur, pour tout le temps qu'il m'a accordé durant ces deux années de maîtrise. Sa patience et son calme furent une inspiration et m'ont grandement aidé à toujours aller de l'avant malgré les problèmes rencontrés. Sans co-superviseur, il fut le seul à m'encadrer, et il le fit avec brio. Merci Cédric!

Merci à Bruno Cayouette, technicien de terrain hors pair. Non seulement est-il d'une efficacité et d'une créativité remarquable, il est aussi doté d'un humour qui rend les voyages sur le terrain bien plaisant.

Merci aux gens du laboratoire d'analyse et de simulation des systèmes océaniques (LASSO), spécialement à James Caveen et Simon Senneville, pour leur soutien technique. Ce fut un vrai plaisir de faire partie de cette équipe!

Merci à l'administration de l'ISMER, toujours disponible, compétente, efficace et agréable. Je remercie spécialement Martine Belzile, Brigitte Dubé, Marielle Lepage et Jean-Pierre Gagné.

Merci à Dany Dumont d'avoir accepté le titre de président du jury ainsi qu'à Guillaume Lapeyre, évaluateur externe de ce mémoire.

Un gros merci à mes amis d'ici qui me permirent de rendre ces années à Rimouski inoubliables. Merci à Robin, Mélanie, Kevin, Aurore, Quentin, Gwen, Julie, Jen, Colette, Phil, Gab, Karine, Angy, Sophia, Houcem. Sans vous, ces deux années auraient été bien différentes!

Merci aussi à ma famille qui fut toujours là pour moi, même loin de Rimouski.





## RÉSUMÉ

Les échanges verticaux de traceurs entre la surface et l'intérieur de l'océan affectent les cycles biogéochimiques. Quand la couche de mélange n'est pas influencée par la convection, ces échanges sont principalement dus aux vitesses verticales au bas de la couche de mélange et plus profond, associées aux processus aux méso et subméso-échelles. Ces vitesses, souvent plus petites que  $1 \text{ mm s}^{-1}$ , sont difficiles à mesurer directement. Deux modèles quasi-géostrophiques tridimensionnels ont récemment été développés pour estimer la circulation à partir d'observations instantanées faites en surface. Le modèle quasi-géostrophique de surface (SQG) considère l'océan comme ayant une couche infiniment profonde d'une stratification constante. Il estime la circulation selon les anomalies de flottabilité ou de hauteur des eaux de surface. Le modèle quasi-géostrophique de couche de mélange (MLQG) considère l'océan comme ayant deux couches juxtaposées ayant chacune une stratification constante : une couche de mélange en surface d'une épaisseur finie et une couche intérieure d'une profondeur infinie. La circulation est inférée des anomalies de flottabilité et de hauteur des eaux de surface.

Bien que le modèle SQG ait été testé sur des observations in situ, le modèle MLQG a seulement été testé sur des simulations numériques. Ici, nous testons les deux modèles contre des observations in situ durant un événement d'affaiblissement filamentaire d'eau dense dans l'estuaire maritime du Saint-Laurent. Les résultats montrent que les deux modèles donnent des résultats similaires pour estimer les vitesses horizontales. Par contre, aucun des modèles n'est capable de reproduire les gradients verticaux de vitesses verticales observés en surface.

Mots clés : frontolyse, filament, quasi-géostrophie, couche de mélange, vitesses verticales.



## ABSTRACT

Vertical exchanges of tracers between the surface mixed-layer and the ocean interior affect global biogeochemical cycles. When the mixed-layer is not subjected to convection, these exchanges are mostly driven by the vertical velocity at the bottom of the mixed-layer and below, which are mostly associated with mesoscale and submesoscale processes. These vertical velocities are typically less than  $1\text{mm s}^{-1}$ , and are therefore very difficult to measure directly. Two quasi-geostrophic diagnostic models have recently been developed to diagnose the three-dimensional circulation, including the vertical velocity, in the upper ocean from a single snapshot of surface observations. The surface quasi-geostrophic (SQG) model approximates the ocean as an infinitely-deep layer with constant stratification, and diagnoses the circulation from either surface buoyancy or height anomalies. The mixed layer quasi-geostrophic (MLQG) model approximates the ocean with two constant-stratification layers: a finite-thickness surface mixed-layer and an infinitely-deep interior layer. It diagnoses the circulation from both surface buoyancy and height anomalies.

While the SQG model has been tested against in-situ observations, the MLQG model has only been tested against numerical simulations. Here we test both models against in-situ observations of a dense-water filament weakening event in the Lower St. Lawrence estuary. Results show that both models have similar skills for diagnosing horizontal velocity. However, none of the QG models are able to reproduce the observed vertical gradients of vertical velocities at the surface.

*Keywords:* frontolysis, filament, quasi-geostrophy, mixed layer, vertical velocities.



## TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	vii
RÉSUMÉ.....	ix
ABSTRACT.....	xi
TABLE DES MATIÈRES.....	xiii
LISTE DES FIGURES.....	xiv
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES.....	xvi
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
1. MISE EN CONTEXTE.....	1
2. LA DYNAMIQUE DE FRONT AUX SUBMESO-ECHELLES.....	2
3. RADARS HAUTE FREQUENCE; UN OUTIL POUR L’OBSERVATION DES PHENOMENES DE FRONTOGENESE ET FRONTOLYSE EN TEMPS REEL.....	3

## LISTE DES FIGURES

- Figure 1. Exemple d'estimation des courants de surface par deux méthodes de combinaison différentes : Méthode par moindres carrés locaux (en rouge) et méthode 2dvar (en bleu). ...6
- Figure 2. Trajectoire (en noir) d'une bouée de surface dérivant pendant 22h (lancée le 15 mai 2013 à 10h00), et trajectoires calculées à partir de différentes estimations de courants de surface. ....7
- Figure 3. Sketch of heavy filamentary weakening (adapted from McWilliams et al. 2009). ..... 11
- Figure 4 : Snapshot of Sea Surface Temperature (SST) from MODIS on the 17<sup>th</sup> of May 2013 at 12:00 UTC. Arrows indicate the subinertial surface currents measured by the HFRs while the ship transect was performed. The dashed rectangle delimits the area where  $\tilde{\psi}_0$  has been calculated. The black lines in the rectangle indicate the ship tracks. Contour lines of the bathymetry are in meters. .... 16



## LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

<b>2dvar</b>	interpolation variationnelle en 2 dimensions
<b>ADCP</b>	Courantomètre à effet Doppler
<b>CODAR</b>	Coastal ocean dynamics applications radar
<b>eSQG</b>	Quasi-géostrophique de surface « effectif »
<b>HF</b>	Haute fréquence (3-30MHz)
<b>HFR</b>	Radar haute fréquence
<b>JPO</b>	Journal of Physical Oceanography
<b>ML</b>	Couche de mélange
<b>MLQG</b>	Quasi-géostrophique de couche de mélange
<b>PE</b>	Équations primitives
<b>PAO</b>	Pointe-aux-Outardes
<b>PAP</b>	Pointe-aux-Père
<b>QG</b>	Quasi-géostrophique



<b>RMS diff</b>	Racine carrée de la moyenne des différences au carré
<b>SQG</b>	Quasi-géostrophique de surface
<b>SST</b>	Température de surface de la mer
<b>STF</b>	Sainte-Flavie
<b>SWOT</b>	Surface Water Ocean Topography
<b>WERA</b>	Wellen Radar



## INTRODUCTION GÉNÉRALE

### 1. MISE EN CONTEXTE

La turbulence dans les couches supérieures des océans a beaucoup été étudiée notamment en raison de son rôle dans le transport vertical des nutriments, qui affecte la production primaire en surface (Pollard et Regier, 1992 ; Mahadevan, 2006). Cette turbulence des couches supérieures fut longtemps associée à trois différents types de processus : les tourbillons géostrophiques à méso-échelles (10 à 100km), les ondes internes et la turbulence à micro-échelles (0.01km) (Levy et al., 2012 ; Ruiz et al., 2004; Williams and Follows, 1998; Holloway and Denman, 1989). Cependant, certaines observations et simulations numériques semblent indiquer qu'une quatrième classe de processus puisse avoir un impact significatif sur les mouvements turbulents générant des transports verticaux : les processus aux submésos-échelles (1 à 10km ; Mahadevan, 2006). Ces processus peuvent avoir lieu partout et à tout moment en surface des océans (Ullman et Cornillon, 1999) et peuvent causer des remontées d'eau, créant une augmentation de nutriments et de chlorophylle-*a* à la surface (Levasseur et al., 1992; Strass, 1992).

Cependant, l'impact de ces processus n'est pas bien compris à grande échelle. Klein et Lapeyre (2009) soulignent que l'influence de ces processus sur le cycle biogéochimique global n'est pas claire. D'ailleurs, le rôle des vitesses verticales associées à ces processus semble avoir pendant longtemps été sous-estimé aux larges échelles. De récentes études ont constaté que la contribution au budget global du cycle biogéochimique était plus importante que ce qui avait été pensé auparavant (McGillicuddy et al., 2007 ; Levy, 2008; Ferrari, 2011). Ainsi, McGillicuddy et al. (2007) soutiennent que la compréhension du cycle biogéochimique global passe par l'étude de la dynamique des processus aux méso-échelles et submésos-échelles.

C'est pourquoi on observe un intérêt grandissant depuis quelques années pour l'étude des processus aux submésos-échelles (Thomas et al., 2008).

## 2. LA DYNAMIQUE DE FRONT AUX SUBMESO-ECHELLES

Un front est une zone relativement étroite séparant deux masses d'eau ayant des propriétés physiques différentes. Sous certaines conditions, un front peut s'intensifier (frontogénèse) ou s'affaiblir (frontolyse), ce qui génère de fortes vitesses verticales (Hoskins et Bretherton, 1972 ; Mahadevan et Tandon, 2006). Lorsqu'une masse d'eau se retrouve étirée dans une certaine direction entre des masses d'eau moins denses, on parle de filament. Un filament peut aussi s'intensifier ou s'affaiblir, générant des vitesses verticales encore plus fortes que pour un simple front (McWilliams et al. 2009).

La

Figure 3 schématise un affaiblissement filamentaire d'eau dense causé par l'écoulement à large échelle tendant à détruire le filament en diminuant son gradient horizontal de densité. Cependant, la rotation de la Terre contraint le filament à conserver l'équilibre du vent thermique, qui est la balance entre le gradient horizontal de densité et le cisaillement vertical du courant de long du front :

$$f \frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{\partial b}{\partial x} \quad (1)$$

où  $v_g$  est la vitesse géostrophique (balance entre force de gradient de pression et force de Coriolis) le long du front,  $\partial b/\partial x$  le gradient de la flottabilité en travers du front et  $f$  le paramètre de Coriolis.

Pour conserver cet équilibre, une circulation agéostrophique se développe à travers le filament (Hoskins, 1982 ; Holton, 1992). Un courant agéostrophique se crée du côté dense vers les côtés moins denses du filament à la surface, et inversement en profondeur, tendant ainsi à augmenter par advection le gradient horizontal de densité. De plus, la déviation des courants agéostrophiques par la force de Coriolis ralentit les courants le long

du filament à la surface et les augmente en profondeur, diminuant ainsi le cisaillement vertical. À la surface, la vorticité relative (rotation des parcelles d'eau par rapport à la surface de la Terre) diminue en magnitude. Par conservation de vorticité potentielle (terme comprenant la vorticité relative, la vorticité associée à la rotation de la Terre ainsi que l'épaisseur de la couche de surface), l'épaisseur de la couche de surface doit varier (Pollard et Regier, 1990), ce qui crée les vitesses verticales permettant de connecter les courants agéostrophiques en surface et en profondeur. Toutefois, dans la couche de surface, les processus diabatiques (mélange turbulent, flux de chaleur à la surface) tendent à modifier la vorticité potentielle et les vitesses verticales (Nagai et al., 2006).

### **3. RADARS HAUTE FREQUENCE; UN OUTIL POUR L'OBSERVATION DES PHENOMENES DE FRONTOGENESE ET FRONTOLYSE EN TEMPS REEL**

Depuis les années 70s, les radars haute fréquence (HFRs) sont utilisés pour mesurer les courants de surface (Barrick et al., 1977). Leur principe de base consiste à émettre des ondes radios dans la bande HF (3-30MHz) vers l'océan et à enregistrer les échos rétrodiffusés par les vagues. Le signal rétrodiffusé est principalement dominé par les échos des vagues d'une longueur d'onde égale à la moitié de celle de l'onde transmise due à leur interférence constructive, nommée diffusion de Bragg (Crombie, 1955). La vitesse de phase des vagues de Bragg (obtenue par la relation de dispersion des ondes de gravité) induit un décalage de fréquence Doppler connu. La différence entre ce décalage et celui mesuré est attribuée à un courant moyen de surface dans la direction du radar, appelé courant radial, permettant une mesure de ce dernier. En combinant les courants radiaux d'au moins deux radars, on obtient ensuite les courants totaux (vitesse et direction). Plus de détails sur les différentes méthodes de combinaison sont donnés dans la section 4 de l'introduction générale.

Les radars HF sont présentement les seuls instruments capables de mesurer un champ champ bidimensionnel de courants de surface avec une résolution spatiale et temporelle

suffisante pour détecter des phénomènes de frontogenèse et frontolyse en temps réel. Comme il est expliqué plus haut, ces phénomènes sont caractérisés par un dipôle (front) ou tripôle (filament) de divergence et de vorticité relative en surface (

Figure 3). De plus, ces événements sont souvent associés à une forte déformation des courants. Avec les radars, ces trois paramètres peuvent être mesurés en temps réel. La **Figure 5** montre des observations près de Pointe-aux-Outardes (PAO) sur la côte nord qui révèlent une forte déformation des courants (Figure 5a), un dipôle de vorticité relative (Figure 5b) et un dipôle de divergence (Figure 5c). Ces trois éléments réunis permettent d'inférer la présence d'un événement de frontogenèse ou de frontolyse. La différenciation entre les deux phénomènes se fait en examinant la corrélation entre les dipôles ou les tripôles de vorticité relative et de divergence. Une corrélation positive (comme le cas de la **Figure 5**) indique un phénomène de frontolyse, alors qu'une corrélation négative indique un phénomène de frontogenèse. Dans le cas qui nous intéresse, nous sommes en frontolyse, car les dipôles de vorticité relative et de divergence sont positivement corrélés.

#### 4. DIFFERENTES METHODES DE COMBINAISON DES COURANTS RADIAUX

Combiner les courants radiaux des HFRs peut se faire de différentes manières. Ici, nous en avons testé deux différentes : par moindres carrés locaux (Lipa et Barrick 1983) et par interpolation variationnelle en 2 dimensions (2dvar ; Yaremchuk et Sentchev, 2009).

La méthode par moindres carrés locaux détermine le courant total (supposé homogène spatialement) qui minimise la somme des différences au carré entre les projections du courant total dans la direction des radars et les courants radiaux mesurés à moins d'une certaine distance prédéterminée (ici 3km) du point de grille où les courants sont combinés. L'inconvénient de cette méthode est la nécessité d'avoir au moins 2

observations près d'un point de grille donné pour obtenir le courant total. Ainsi, on obtient des trous dans le champ de courant là où cette condition n'est pas respectée.

Nous avons donc testé une autre méthode permettant l'interpolation des données, la méthode 2dvar. Cette méthode est dite non locale, c'est-à-dire que le résultat de l'interpolation à un point donné dépend de toutes les observations du champ spatial. Ainsi, cette méthode permet d'éviter les trous dans le champ de courant en cas de données manquantes (Yaremchuk et Sentchev, 2009; Sentchev et al., 2013). De plus, cette méthode permet de contrôler la régularité du champ avec des contraintes sur la divergence et la vorticité des courants.

La Figure 1 montre les résultats des deux méthodes pour le 14 mai 2013 à minuit. Le patron général est le même, mais à certains endroits, proche des côtes surtout, les courants peuvent être assez différents (près de STF par exemple).

Nous avons calculé, à partir des deux estimations différentes, la trajectoire d'une bouée ayant été déployée à partir du R/V Coriolis II le 15 mai 2013 à 10h00. La bouée a été récupérée le 16 mai 2013 à 8h00. Le calcul des trajectoires a été effectué en utilisant la méthode de Runge-Kutta classique d'ordre quatre sur toute la durée du déploiement (Figure 2). Des deux méthodes de combinaison, celle par moindres carrés locaux (en rouge) reproduit la trajectoire la plus similaire à la trajectoire réelle (en pointillés noirs). Après 22h de déploiement, 2,1km sépare la position obtenue par la méthode par moindres carrés locaux et la position réelle, tandis que cette distance s'élève à 6,7km avec la méthode 2dvar. Malgré la meilleure performance de la méthode par moindres carrés locaux dans cet exemple, nous utiliserons les courants obtenus par la méthode 2dvar afin d'éviter les problèmes associés aux nombreux trous présents dans les champs de courants obtenus par la méthode des moindres carrés locaux, notamment dans la zone du filament étudié ici.

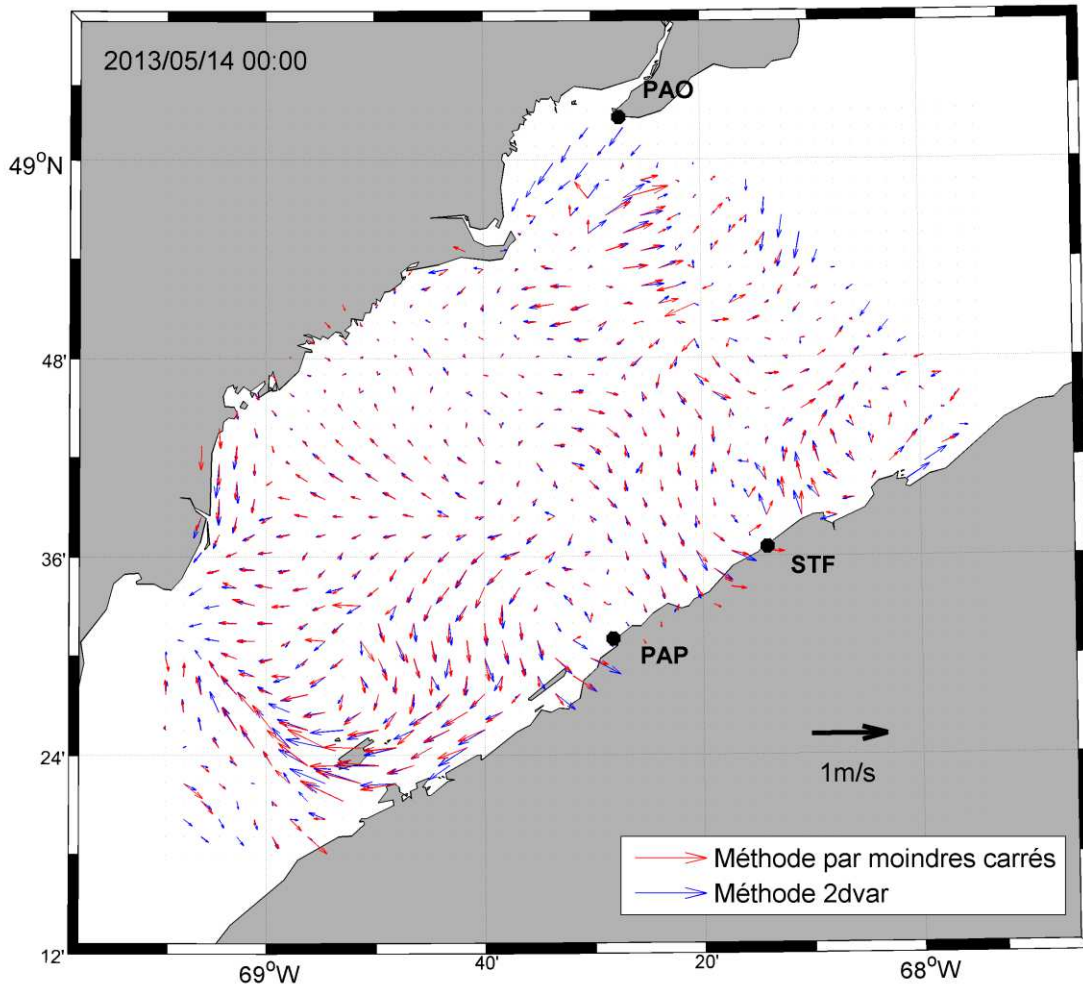


Figure 1. Exemple d'estimation des courants de surface par deux méthodes de combinaison différentes : Méthode par moindres carrés locaux (en rouge) et méthode 2dvar (en bleu).



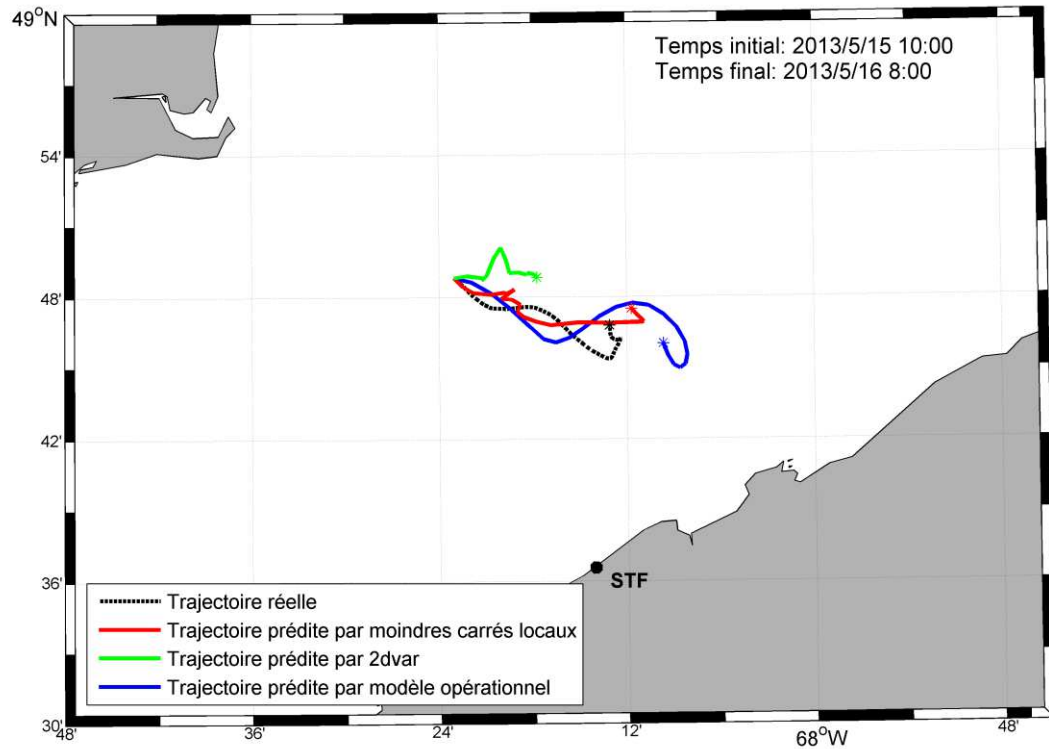


Figure 2. Trajectoire (en noir) d'une bouée de surface dérivant pendant 22h (lancée le 15 mai 2013 à 10h00), et trajectoires calculées à partir de différentes estimations de courants de surface.

## 5. DIAGNOSTIQUES DES CIRCULATIONS A PARTIR D'OBSERVATIONS EN SURFACE

Dans le cadre de cette maîtrise, nous avons appliqué deux modèles QG différents sur des observations à haute résolution du phénomène d'affaiblissement filamentaire dont nous avons parlé plus haut. Le premier modèle est basé sur la dynamique QG de surface (SQG ; Lapeyere et Klein, 2006). Il modélise l'océan comme une couche semi-infinie avec une valeur constante de stratification. La circulation est entièrement déterminée par la fonction de courant en surface (Équation 2).

De récentes études ont permis de constater que la dynamique SQG peut reconstituer la circulation de phénomènes de frontogénèse ou de frontolyse en utilisant seulement des

données d'imagerie satellitaire et de stratification de la colonne d'eau (Isern-Fontanet et al. 2006, 2008). Ces reconstitutions sont valables aux échelles plus grandes que le rayon de déformation de Rossby local.

Klein et al. (2009) ont cependant démontré que ce modèle n'était pas optimal dans la couche de mélange. Les corrélations entre les vitesses verticales d'une simulation numérique aux équations primitives, incluant une couche de mélange de surface active dynamiquement, et celles diagnostiquées avec le modèle SQG étaient inférieures à 0.5 dans la couche de mélange. De plus, Ponte et al. (2013) ont montré que les mêmes corrélations peuvent être améliorées à une profondeur de 40m (dans la couche de mélange) en ajoutant une composante diabatique des vitesses verticales à la composante adiabatique du modèle SQG. Ils n'ont cependant pas tenté d'ajouter la composante diabatique à toutes les profondeurs dans la couche de mélange.

Le deuxième modèle propose de diagnostiquer les vitesses verticales totales (adiabatique et diabatique) pour chaque profondeur de la couche de mélange. Ce modèle QG de couche de mélange (MLQG ; Chavanne et Klein 2015, sous presse), modélise l'océan avec une couche de mélange de surface diabatique au-dessus d'une couche intérieure adiabatique semi-infinie. Les deux couches ont des stratifications constantes, mais différentes. La circulation est entièrement déterminée par la fonction de courant et les anomalies de flottabilité en surface (Équation 3).

Pour chacun des modèles QG, les vitesses géostrophiques et les anomalies de flottabilité sont obtenues par les équations 4,5 et 6. Les vitesses verticales sont ensuite obtenues avec les équations 7 et 8 (voir Lapeyre et Klein, 2006 ; Chavanne et Klein 2015, sous presse, pour de plus amples détails).

## 6. OBJECTIFS DE L'ETUDE

Les modèles QG mentionnés précédemment permettent en théorie de diagnostiquer la circulation tridimensionnelle, incluant les vitesses verticales, dans les couches supérieures de l'océan à partir seulement d'observations en surface. Cela permettrait notamment de quantifier les apports en nutriments dans la zone euphotique effectués par les processus à méso-échelles et submeso-échelles à partir d'observations par satellites. Cependant, les diagnostics de ces modèles doivent être comparés à des observations in situ afin d'être validés. Ainsi, les objectifs de cette étude sont :

1. Déterminer la performance en fonction de la profondeur des modèles QG à diagnostiquer la circulation horizontale et les anomalies de flottabilité associés à un filament d'eau dense;
2. Estimer les vitesses verticales associées au phénomène d'affaiblissement filamentaire;
3. Déterminer si le modèle MLQG, en prenant en compte la couche de mélange de surface, améliore le diagnostic de la circulation comparativement au modèle standard SQG.

**CHAPITRE 1**  
**FILAMENT WEAKENING IN THE LOWER ST. LAWRENCE**  
**ESTUARY:QUASI-GEOSTROPHIC MODELS VS. OBSERVATIONS**

**1.1.INTRODUCTION**

Vertical movements of water transport properties, such as heat, salinity, nutrients and dissolved oxygen, across the thermocline (Pollard and Regier, 1992). Some processes are particularly efficient in creating strong vertical currents at submesoscales, from 1km to 10km (Mahadevan, 2006). One of these is frontogenesis/frontolysis, representing the rapid intensification/weakening of a horizontal gradient of density of water (Spall, 1995; Hoskins, 1982). Frontogenesis/frontolysis can develop when meso (10-100km) and submesoscale eddies generate confluence/diffuence zones in presence of pre-existing fronts. These frontal zones can engender strong vertical movements, modifying the biological dynamics by creating zones of upwelling and downwelling (Levasseur et al., 1992; Strass, 1992). Another related mechanism is filamentary intensification/weakening (McWilliams et al., 2009) where a heavy filament is subjected to a confluent/diffluent flow resulting in zones of upwelling and downwelling (

Figure 3).

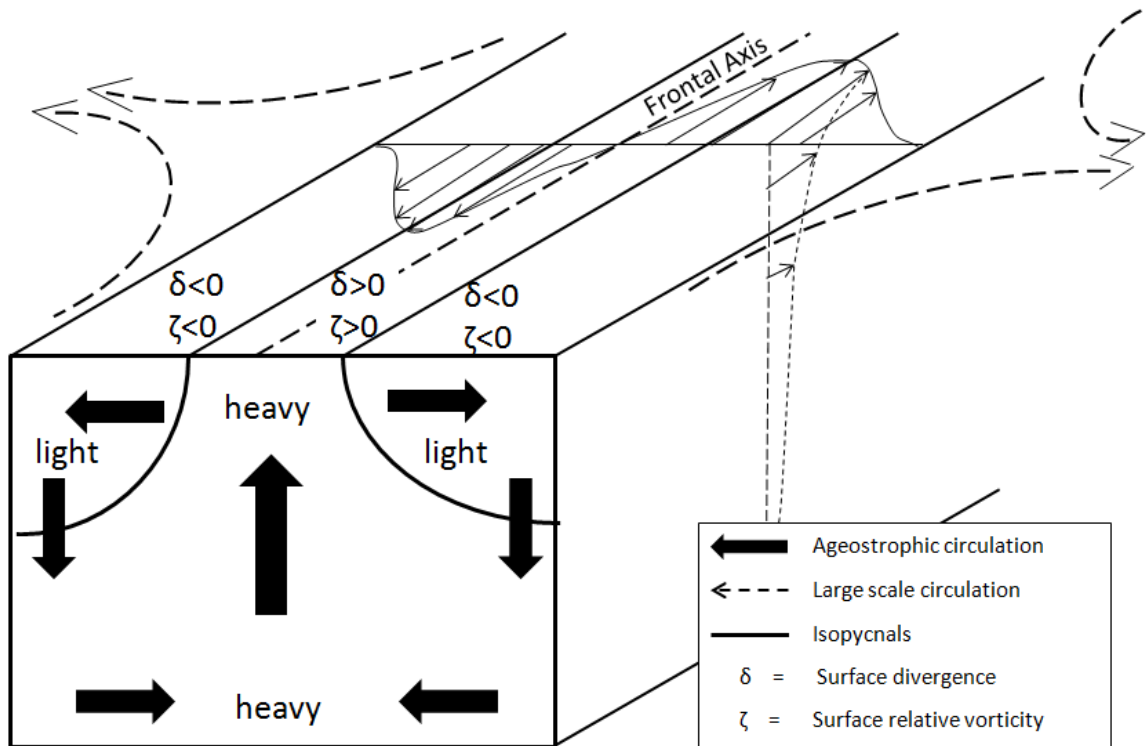


Figure 3. Sketch of heavy filamentary weakening (adapted from McWilliams et al. 2009).

These vertical movements occur over relatively small horizontal scales, therefore assessing their influence on the global biogeochemical cycle remains challenging (Klein and Lapeyre, 2009). Recent studies on submesoscale processes are suggesting that these processes may be quite important in the global biogeochemical budget (Levy 2008, McGillicuddy et al., 2007), but their contribution remains uncertain. The question of whether meso and submesoscale processes are the key elements to close the global biogeochemical budget still remains unanswered (Klein and Lapeyre, 2009). In past studies, the lack of high spatial resolution has been an issue to fully address this question on a global scale. Klein and Lapeyre (2009) therefore argue that it is required to use high-resolution observations coupled to simplified theoretical models to address this issue.

Recent studies have used Surface Quasi-Geostrophic (SQG) dynamics to diagnose balanced vertical velocities in the upper ocean from only surface observations of buoyancy or height anomalies and climatological values of the stratification of the water column (Lapeyre and Klein, 2006; Isern-Fontanet et al. 2006; Isern-Fontanet et al. 2008; Klein et al., 2009). Using primitive-equation numerical simulations, they showed that vertical velocities can be reliably diagnosed at scales larger than the Rossby radius of deformation.

Here, we apply two different QG models to high-resolution observations of a heavy filament subjected to a diffluent background flow in the St-Lawrence estuary. The first model is the “effective” SQG (eSQG) model of Lapeyre and Klein (2006), determined by surface streamfunction:

$$\tilde{\psi}(k, l, z) = \tilde{\psi}_0(k, l) \exp \frac{N_0 \kappa z}{f} \quad (2)$$

where  $\tilde{\psi}_0$  are the Fourier components of the surface streamfunction,  $N_0$  is the effective buoyancy frequency,  $f$  the Coriolis parameter and  $\kappa = (k^2 + l^2)^{1/2}$  the horizontal wavenumber,  $k$  and  $l$  being the zonal and meridional components, respectively.

Klein et al. (2009) however demonstrated that this model was not effective in an active mixed layer (ML) forced by high-frequency but horizontally-homogeneous winds. The correlations between the vertical velocities from a primitive equation (PE) numerical simulation and those diagnosed from the eSQG model were below 0.5 in the ML. Ponte et al. (2013) showed that those correlations could be improved by adding diabatic vertical velocities to the adiabatic vertical velocities diagnosed by the eSQG model. However, they performed their total vertical velocity analysis at a single depth (40m) only.

The second model used here attempts to diagnose the total vertical velocities at every depth of the ML. The MLQG model of Chavanne and Klein (2015, in press), which extends the model of Lapeyre and Klein (2006), includes a diabatic surface ML overlying an

adiabatic infinitely deep interior layer. Both layers have constant but different stratification. This model is forced by both surface streamfunction and buoyancy anomalies:

$$\widehat{\psi} = \begin{cases} \widehat{\psi}_0 \cosh \frac{N_m \kappa z}{f} + \frac{\widehat{b}_0}{N_{ml} \kappa} \sinh \frac{N_m \kappa z}{f}, & -H \leq z \leq 0 \\ \left( \widehat{\psi}_0 \cosh \frac{N_m \kappa H}{f} - \frac{\widehat{b}_s}{N_m \kappa} \sinh \frac{N_m \kappa H}{f} \right) \exp \frac{N_i \kappa (z+H)}{f}, & z \leq -H \end{cases} \quad (3)$$

where  $N_m$  and  $N_i$  are the ML and interior layer stratification, respectively, and  $H$  is the depth (assumed constant) of the undisturbed ML.

Geostrophic velocities and buoyancy anomalies are then obtained using the geostrophic and hydrostatic relations:

$$\widehat{u} = -i l \widehat{\psi} \quad (4)$$

$$\widehat{v} = +i k \widehat{\psi} \quad (5)$$

$$\widehat{b} = f \partial_z \widehat{\psi} \quad (6)$$

For the MLQG model, the vertical velocities  $w_{MLQG}$  are diagnosed using the Omega equation (Chavanne and Klein 2015, in press):

$$\frac{\partial^2 \widehat{w}_{MLQG}}{\partial z^2} - \left( \frac{N \kappa}{f} \right)^2 \widehat{w}_{MLQG} = \frac{2}{f^2} \widehat{\nabla} \cdot \mathbf{Q} + \frac{d^2 A_v \kappa^2}{dz^2 f^2} \widehat{b}_0 + \frac{d A_v N^2 \kappa^4}{dz f^3} \widehat{\psi}_0 \quad (7)$$

where  $\widehat{\nabla}$  is the horizontal gradient operator,  $\mathbf{Q} = -\widehat{\nabla} u_0 \cdot \widehat{\nabla} b_0$  is the geostrophic  $\mathbf{Q}$  vector (Hoskins et al. 1978) and  $A_v$  the turbulent vertical viscosity. We prescribe a parabolic vertical profile for  $A_v$ :

$$A_v = -4A_0 \frac{z}{H} \left( 1 + \frac{z}{H} \right), \quad -H \leq z \leq 0 \quad (8)$$

where  $A_0 = 6 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  (Cyr et al. 2011).

The vertical velocities  $w_{SQG}$  diagnosed by eSQG were obtained using (Lapeyre and Klein, 2006):

$$w_{SQG} = -\frac{1}{N_i} \left[ -J(\widehat{\psi_0}, \widehat{b_s}) \exp\left(\frac{N_i}{f\kappa z}\right) + J(\widehat{\psi}, \widehat{b}) \right] \quad (9)$$

which is equivalent to using the adiabatic Omega equation (Hoskins et al. 1978).

The main objectives of this study are:

1. To determine the skill of the QG diagnoses of along front currents and buoyancy anomalies as a function of horizontal scale and depth;
2. To estimate the vertical velocities associated with the observed filamentary weakening event;
3. To assess whether the MLQG model performs better than the standard eSQG model compared to the in-situ observations.

The paper is organized as follows: the methodology is described in section 1.2, and the results are presented in section 1.3. Section 1.4 summarizes the main findings and discusses the limitations of the study.

## 1.2.METHODS

### 1.2.1. Observations

Three high frequency radars (HFR) were deployed along the lower St. Lawrence estuary (Quebec, Canada): one beamforming WERA with 12-antenna receive arrays and a frequency of 16.15 MHz was installed on the north shore of the estuary – at Pointe-aux-Outardes (PAO), and two direction-finding CODARs were installed on the south shore at Pointe-aux-Père (PAP) and Sainte-Flavie (STF) (Figure 4) with a frequency of 12.5 and 13.5 MHz, respectively. Each radar measures the component of the surface current in the direction toward or away from the radar (radial current). Vector currents were mapped on a



2-km resolution Cartesian grid with a 2D variational interpolation method (Yaremchuk et Sentshev, 2009).

The range resolution of the HFRs was 1.5-3km depending on the frequency bandwidth used (50-100kHz). Azimuthal resolution is less well defined and differs between the beamforming and direction-finding systems. Radial currents were computed on polar grids with  $5^\circ$  azimuthal steps, although this may not correspond to the actual azimuthal resolution. The resolution of the resulting vector currents should depend on the distances of the Cartesian grid points to the radar sites, and therefore does not necessarily correspond to the 2km chosen for the Cartesian grid. Temporal resolution was 60 minutes. Tides were filtered out using the matlab toolbox T\_TIDE (Pawlowicz et al. 2002) and the residual currents were lowpass-filtered with a 16-hour running mean to further remove near-inertial oscillations.

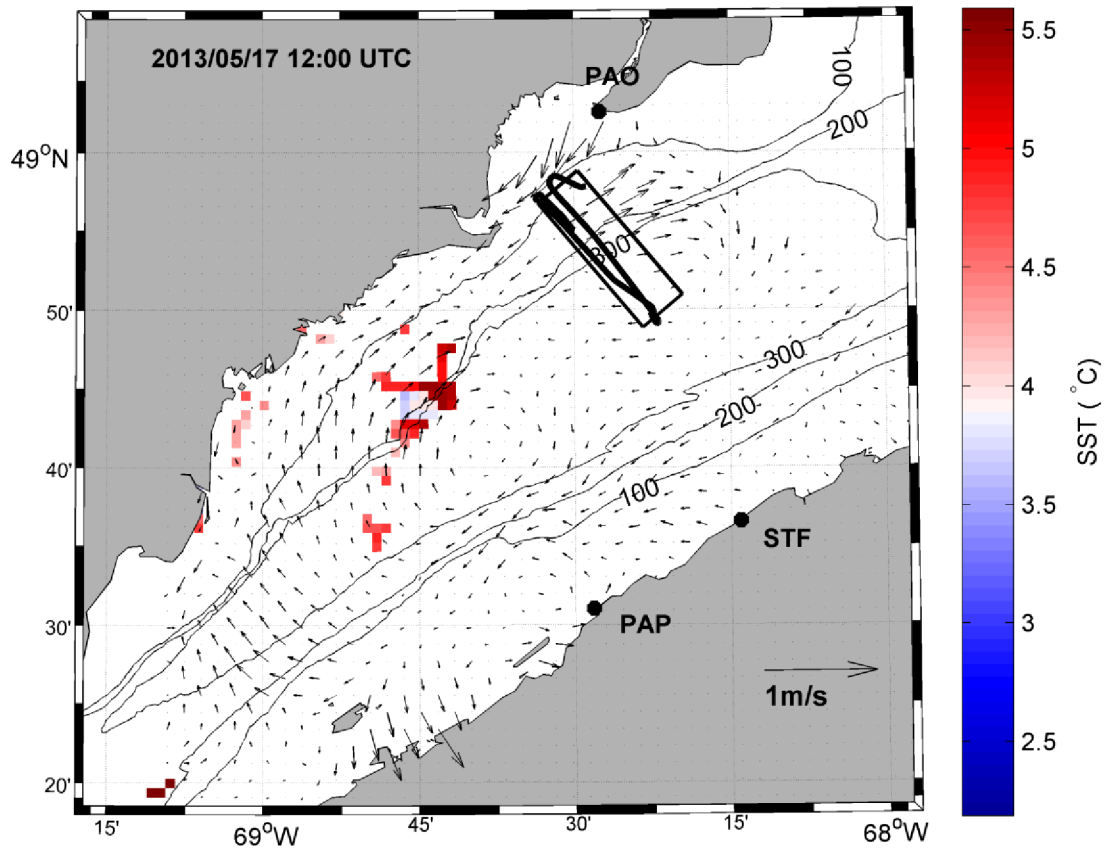


Figure 4 : Snapshot of Sea Surface Temperature (SST) from MODIS on the 17<sup>th</sup> of May 2013 at 12:00 UTC. Arrows indicate the subinertial surface currents measured by the HFRs while the ship transect was performed. The dashed rectangle delimits the area where  $\hat{\psi}_0$  has been calculated. The black lines in the rectangle indicate the ship tracks. Contour lines of the bathymetry are in meters.

A cruise onboard R/V Coriolis II was undertaken in the area covered by the HFRs from May 14<sup>th</sup> to May 18<sup>th</sup> 2013. On May 17<sup>th</sup>, a front was detected near Pointe-aux-Outardes by using the surface relative vorticity  $\zeta = v_x - u_y$  (where  $u, v$  are the zonal and meridional velocity components), the surface divergence  $\delta = u_x + v_y$ , and the horizontal strain rate  $\sigma = ((u_x - v_x)^2 + (v_x - u_y)^2)^{1/2}$  calculated from the HFR vector currents. The horizontal strain rate was strong and dipoles of divergence and relative vorticity were positively correlated (Figure 5) indicating the presence of a frontolysis event (

Figure 3). The front was 20km long (along front distance) and 12km large (across front distance).

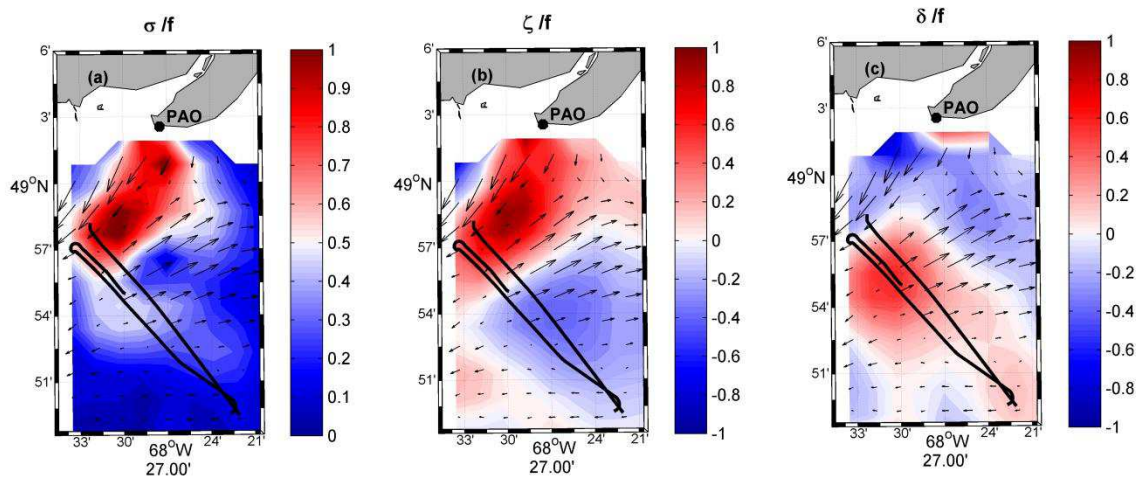


Figure 5. Subinertial strain rate (a), relative vorticity (b) and divergence (c) normalized by  $f$  during the ship transects (black lines).

We sampled the vertical structure of the front by towing an underwater undulating vehicle (ScanFish II) measuring water pressure, temperature and conductivity. Vertical profiles of currents were measured with a 150-kHz shipboard Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP). We focus on two transects that were performed while the frontolysis was still active. The tracks of the two transects are shown in Figures 4 and 5. The first one was done on the 17<sup>th</sup> of May 2013 from 12:31 to 14:03 UTC and the second one was done the same day from 17:57 until 20:09 UTC.

Unfortunately the GPS providing navigation data to the ADCP acquisition software did not have attitude data (pitch, roll and heading), therefore bottom track data was used to remove the ship motion from the measured velocities. However, the resulting currents are not referenced geographically. Therefore, for the straight ship tracks analysed here, the

unreferenced ADCP currents closest to the surface were rotated by steps of  $1^\circ$ , and compared to the surface currents measured by the HFRs. The rotation angle  $29^\circ$  yielding the smallest root-mean-square differences (RMS diff) was selected as that providing currents geographically referenced at all depths.

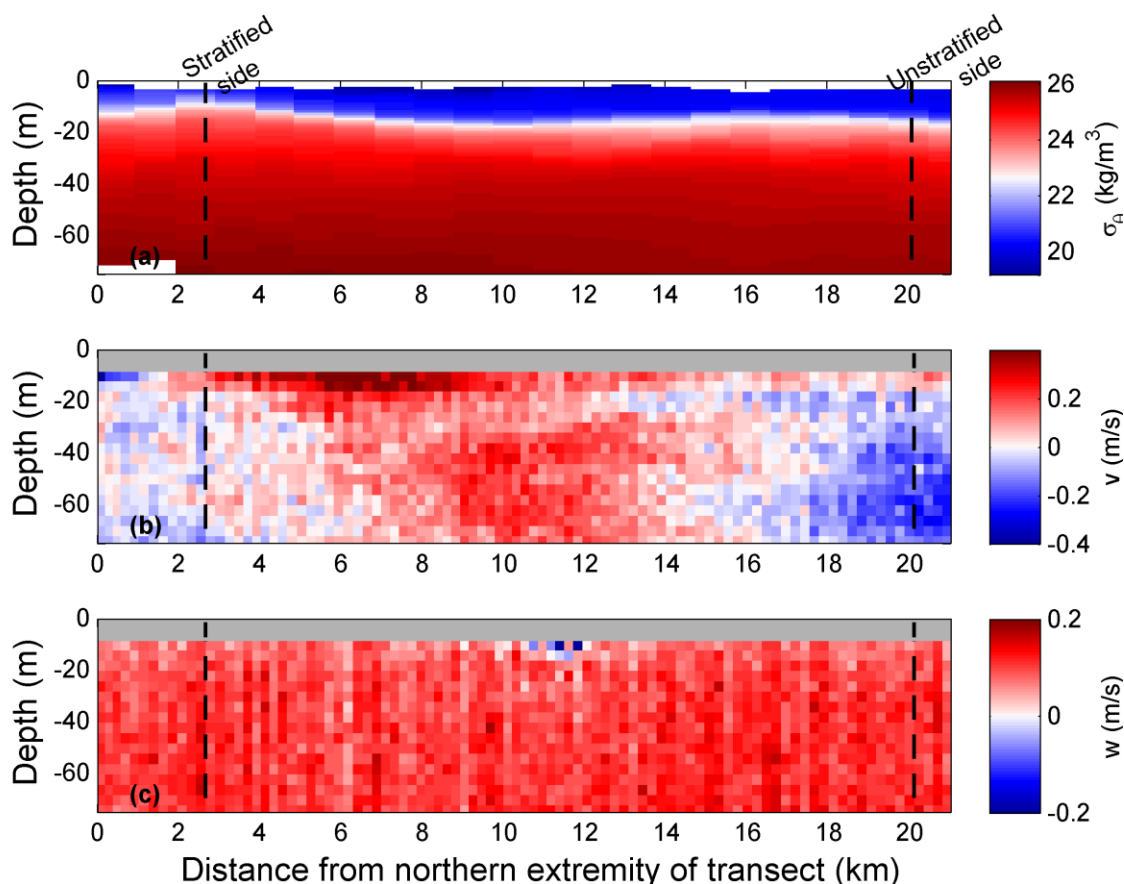


Figure 6. Potential density (a), along front velocities (b) and vertical velocities (c) observed along the transect. The vertical dashed lines indicate the positions of the profiles shown in Figure 7.

Figure 6 shows the observed potential density, the along-front and the vertical velocities along the northern transect. The density section (Figure 6a) reveals the presence of a dense-water filament centered at 3 km from the northern extremity of the transect. The vertical shear of along-front velocities (Figure 6b) is qualitatively consistent with thermal-wind

balance. Vertical velocities (Figure 6c), however, are too noisy to represent those associated with the frontolysis ageostrophic circulation (see Figure 10).

### 1.2.2. QG models

The surface streamfunction required by the SQG and MLQG models was calculated using

$$\widehat{\psi}_0 = \frac{-\widehat{\xi}_0}{\kappa^2} \quad (10)$$

where  $\zeta_0$  are the Fourier components of the surface relative vorticity obtained from the HFRs measurements.

The surface buoyancy, required by the MLQG model, was estimated from the ScanFish measurements since the Sea Surface Temperature (SST) coverage was insufficient (Figure 4). Kriging interpolation was performed on the area of study. Since the ScanFish did not measure buoyancy at the surface, the latter was estimated from observed buoyancy anomalies using

$$\widehat{b}_s = \frac{1}{\cosh \frac{N_m \kappa z_0}{f}} \left( \widehat{b}_0(z_0) - \widehat{\psi}_s N_m \kappa \sinh \frac{N_m \kappa z_0}{f} \right) \quad (11)$$

for  $z_0$  in the surface layer. Different measurement depths  $z_0$  were tested (section 1.3). To assess the importance on the diagnosed vertical velocities of using a 2D versus a 1D (as in Legal et al. 2007) surface buoyancy field, we also used a surface buoyancy field assumed to be homogeneous in the along-front direction (section 1.3)

The MLQG model assumes a buoyancy frequency of  $78f$  in the mixed layer and  $139f$  in the interior layer (

Figure 7). The buoyancy frequency for the SQG model is  $139f$  for the entire water column.

The buoyancy, streamfunction, and along-front velocity observations were low-pass filtered using different cut-off wavelengths (Figure 8).

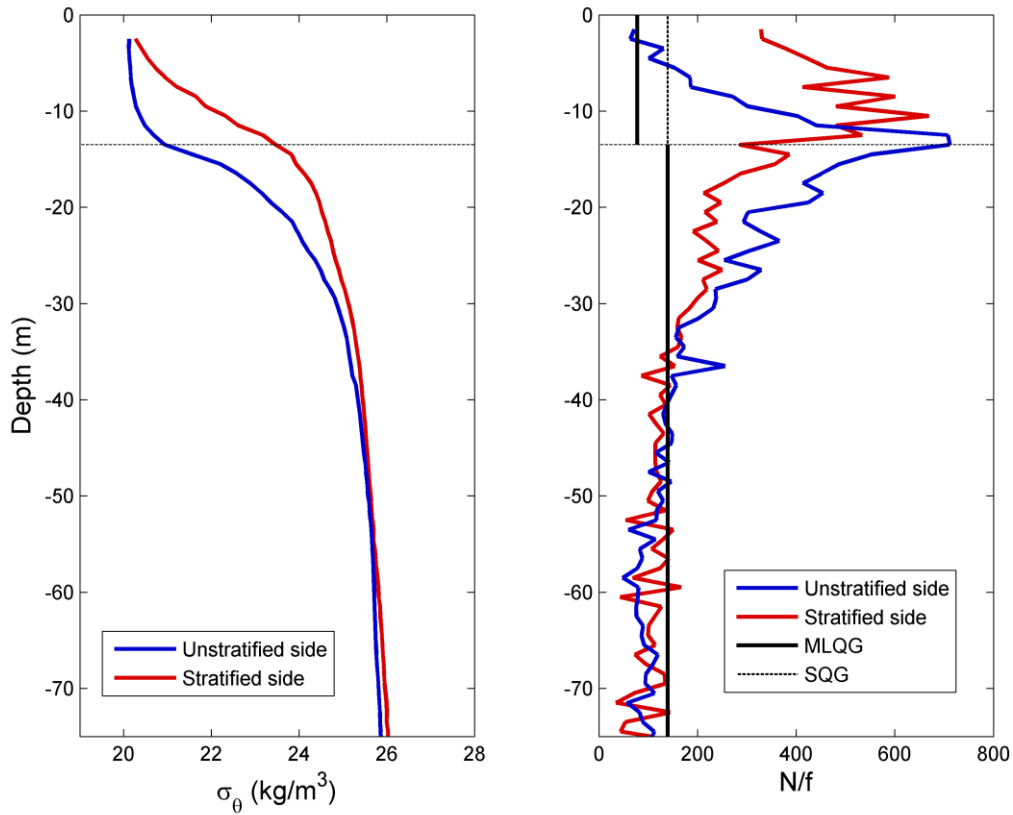


Figure 7. Observed (left) potential density and (right) buoyancy frequency (normalized by  $f$ ) in the stratified and unstratified sides of the front (dashed lines in Figure 6). Thin dotted lines represent the ML base in the MLQG model. Buoyancy frequencies used in the SQG and MLQG models are also indicated.

### 1.3.RESULTS

To assess the QG models skill in diagnosing the circulation in the upper ocean from surface data, we compute correlation coefficients and RMS diff between the observed

along-front velocities and buoyancy anomalies, and those diagnosed by the QG models. The skill of the QG models is optimal with a cut-off wavelength of 10km (Figure 8). Therefore, results are shown thereafter for a cut-off of 10km.

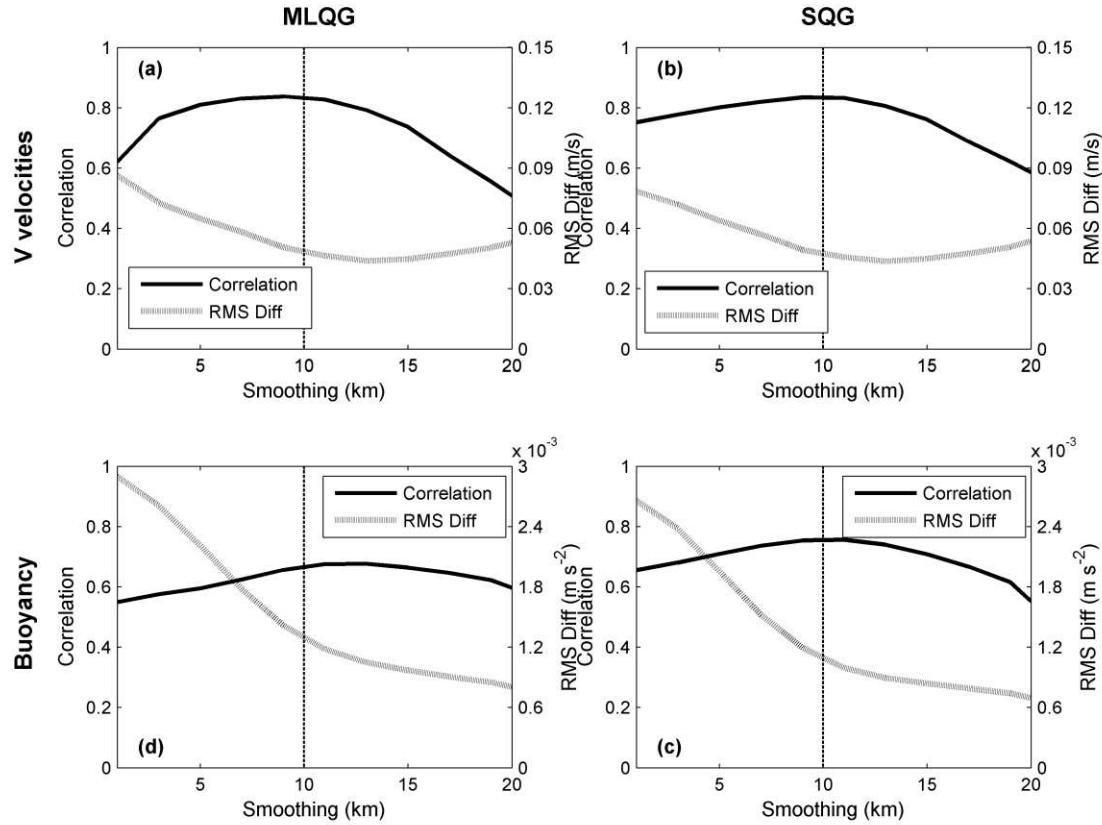


Figure 8. Correlations of the along-front velocity (*a* and *b*) and buoyancy anomalies (*c* and *d*) between observations and the MLQG (*a* and *c*) and the SQG (*b* and *d*) models as a function of spatial smoothing.

The MLQG model skill is however not so much sensitive to the depth at which observed buoyancy anomalies are used to determine the surface buoyancy anomalies (Equation 11). The along front velocity correlations stay close to 0.82 for all depths and the RMS diff close to 0.05m/s. The correlations and the RMS diff for the buoyancy anomalies also stay the same no matter the depth used, close to 0.63 and 0.0014 m s<sup>-2</sup>, respectively. Thus, buoyancy anomalies at 5m were used since it was the closest to the surface without missing data.

Observed and diagnosed along front velocities and buoyancy anomalies are shown in Figure 9. Both QG models diagnose similar along-front velocities that reproduce the vertically-sheared positive (i.e. northeastward) velocities observed. Diagnosed buoyancy anomalies display larger differences between the two QG models mostly in the ML, where MLQG performs better than SQG by design, since the former matches observed buoyancy anomalies at 5m depth while the latter only matches observed surface streamfunction.

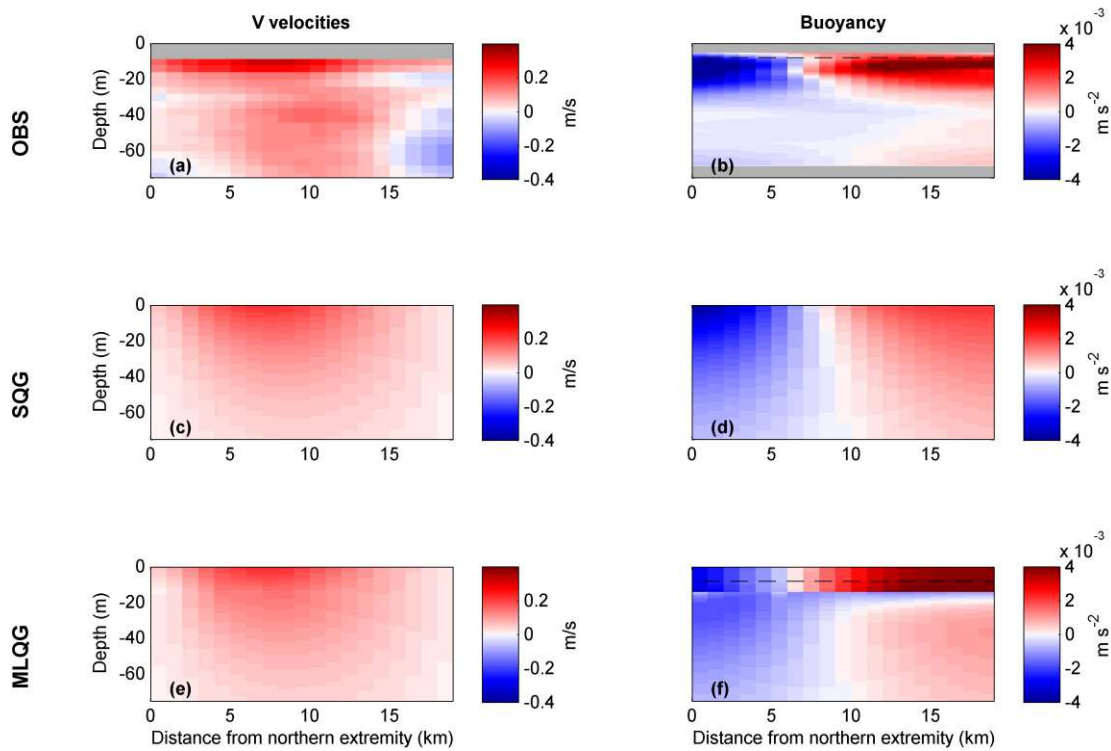


Figure 9. Along front velocities (left panels) and buoyancy anomalies (right panels) from the observations (a and b), the SQG model (c and d) and the MLQG model (e and f) along the transect.

The ultimate goal of using the QG models is to diagnose vertical velocities. The latter differ both in magnitude and pattern between the two QG models (Figure 10). The vertical velocities diagnosed by the SQG model are  $O(1\text{m/day})$ , an order of magnitude weaker than those diagnosed by the MLQG model, which are  $O(5\text{-}10\text{m/day})$ . However, for both models,



vertical velocities are not consistent with the weakening filament that should be associated with upward velocities flanked by downward velocities (

Figure 3). The adiabatic velocities are reversed from what was expected from the weakening filament event and the diabatic velocities diagnosed have a pattern similar to the velocities diagnosed by the SQG model, albeit much stronger.

A direct skill assessment with observations cannot be performed since the shipboard ADCP measured unrealistic noisy vertical velocities, fluctuating between -0.2 and 0.2 m/s (Figure 6c). Instead, the vertical gradient of vertical velocity at the surface is computed from the horizontal divergence of surface currents measured by the HFRs using the continuity equation:

$$\frac{dw}{dz} = -\left(\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy}\right) = -\delta \quad (12)$$

and compared with the vertical gradients of the vertical velocities diagnosed by the QG models (Figure 11).

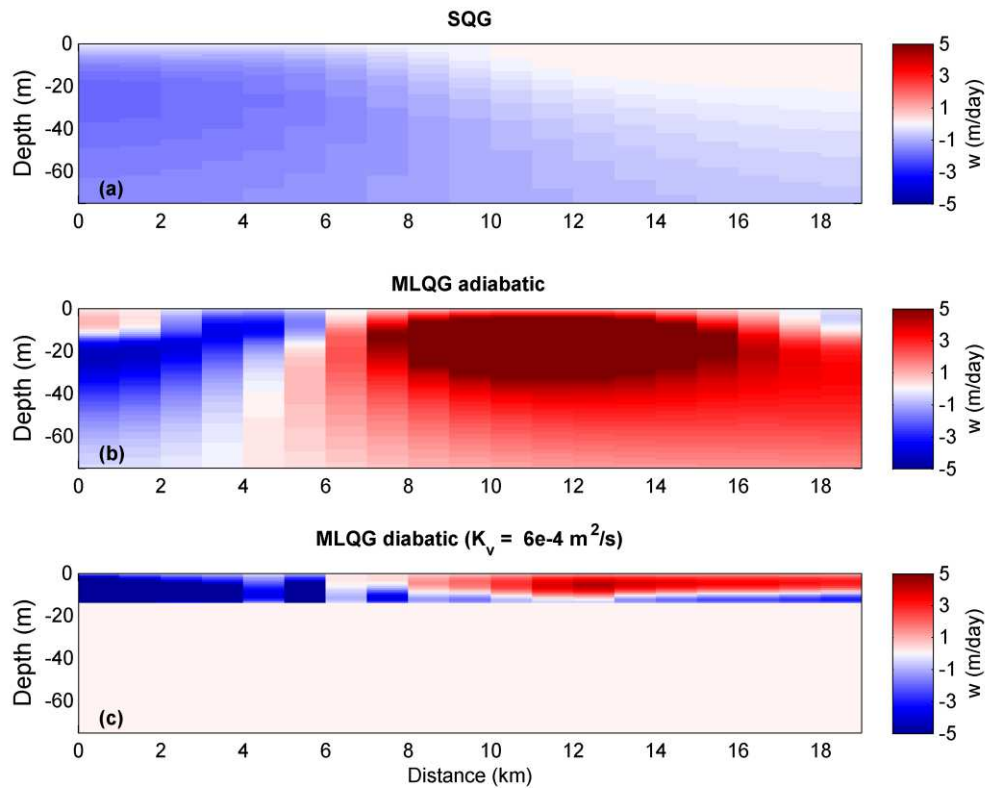


Figure 10. Vertical velocities diagnosed with the SQG model (a) and the MLQG model (b,c) along the transect. Adiabatic (b) and diabatic (c) velocities are shown separately for the MLQG model.

None of the QG models are able to reproduce the observed vertical gradients of vertical velocities. The SQG model and the MLQG model using a 1D surface buoyancy field yield values an order of magnitude weaker than observed values, while the MLQG model using a 2D surface buoyancy field yields values of the same order as observed, but with a different spatial structure.

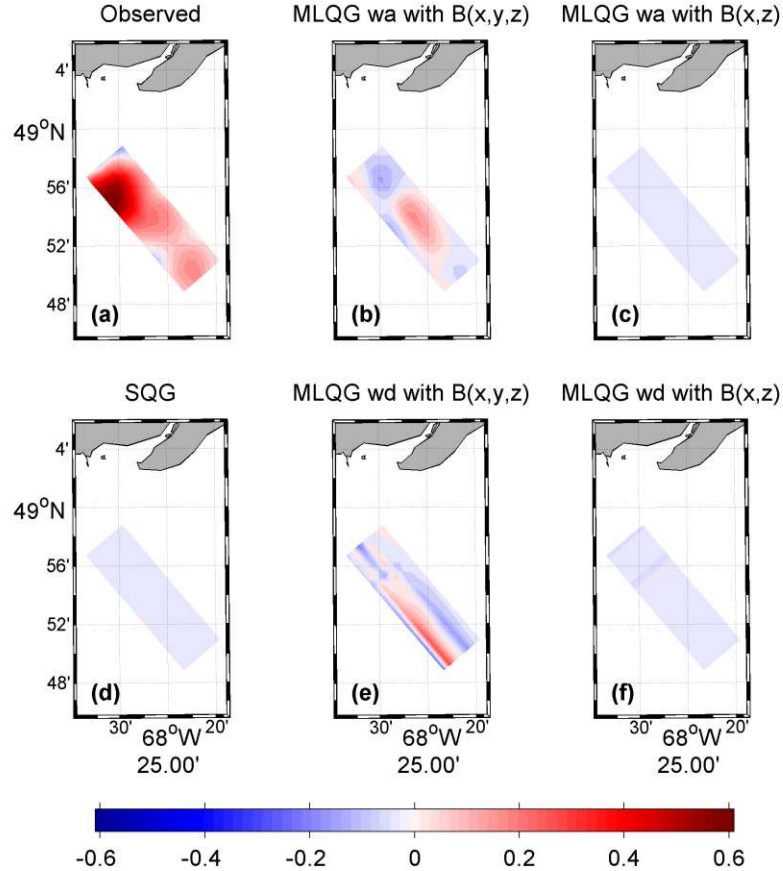


Figure 11. Observed (a) and diagnosed (b-f) vertical gradients of  $w$  (normalized by  $f$ ): MLQG adiabatic diagnosis with buoyancy varying in  $x,y$  and  $z$  (b); MLQG adiabatic diagnosis with buoyancy varying in  $x$  and  $z$  (c); SQG model (d); MLQG diabatic diagnosis with buoyancy varying in  $x,y$  and  $z$  (e); MLQG diabatic diagnosis with buoyancy varying in  $x$  and  $z$  (f).

We also performed a sensitivity analysis with  $N_m = 39f, 78f, 117f$  and  $N_i = 39f, 78f, 117f$ . The pattern of the vertical velocities is unaffected by the values of  $N_m$  and  $N_i$  chosen. The amplitude of the velocities changes slightly especially as  $N_i$  is varied. With  $N_i$  value halved, the vertical velocities are about doubled in amplitude.

#### 1.4.DISCUSSION

Two different diagnostic QG models (SQG and MLQG) were tested against observations of a filamentary weakening event in the lower St. Lawrence estuary. The SQG

model is constrained solely by the surface streamfunction, while the MLQG model is constrained by both surface streamfunction and buoyancy anomalies. Both models have good and similar skills for diagnosing along-front velocities above 20m depth. The skill for diagnosing buoyancy anomalies is better for MLQG than for SQG in the ML by design since MLQG surface buoyancy anomalies are directly taken from the observations. The major difference between both diagnostic models is for vertical velocities. Both models diagnosed different vertical velocities but both are inconsistent with the observed surface divergence pattern that is characteristic of the ageostrophic circulation associated with a filamentary weakening event.

Our results show that the surface buoyancy field has a great influence on the MLQG diagnosis of the vertical velocity. Therefore, the assumption of Legal and al. (2007) that along-front buoyancy variations can be neglected at their mesoscale front does not apply to the submesoscale filament observed here. Furthermore, the magnitude of the vertical gradient of  $w$  diagnosed by the models is underestimated compared to the observed surface divergence. The latter is  $O(f)$ , indicating strong ageostrophic processes which cannot be reproduced by the QG approximation.

The limited observations reported here therefore suggest that the MLQG model is not capable to diagnose the pattern and the magnitude of the vertical velocities of a  $Ro = O(1)$  process such as the filamentary weakening event reported here. Larger sets of observations, from which tides and near-inertial oscillations could be filtered out from the buoyancy field, are required in different environmental conditions to verify the robustness of these results. In particular, observations with deeper ML  $O(200\text{m})$  should be targeted, since they should be associated with larger-scale submesoscale processes  $O(20\text{km})$  at which the QG approximation may remain valid (Callies et al., 2015).

## **CONCLUSION GÉNÉRALE**

### **Radars Haute Fréquence, un outil pour améliorer les prédictions du modèle de courants de surface de l'OGSL?**

La Figure 2 contient aussi la trajectoire de la bouée dérivante prédite avec les courants de surface du modèle opérationnel du golfe du Saint-Laurent (Saucier et Chassé, 2000 ; Saucier et al., 2003) diffusé par l'Observatoire Global du Saint-Laurent (OGSL). Après les 20 heures de déploiement, la distance entre la position réelle de la bouée et celle prédite par le modèle est de 4.5km, supérieure à ce qui est prédit par les radars en utilisant la méthode de combinaison par moindres carrés.

Bien que ces résultats doivent être validés avec un plus grand nombre de bouées dérivantes, ils indiquent tout de même que certaines améliorations pourraient être apportées aux prédictions du modèle opérationnel. Selon le site internet de l'OGSL, la calibration de ce modèle se fait avec diverses mesures océanographiques telles que les courants, le niveau d'eau, la température et la salinité de l'eau ainsi que la dérive des glaces. Les données fournies par les HFRs pourraient ainsi être ajoutées à cette liste dans le but d'améliorer les prédictions du modèle.

### **Utilisation de la dynamique QG afin de reproduire un événement d'affaiblissement filamentaire.**

La recherche présentée ici est une première étude comparative entre des observations d'un événement d'affaiblissement filamentaire à submeso-échelle et des diagnostics de deux différents types de modèle QG. Le premier modèle (SQG) modélise l'océan comme une couche semi-infinie ayant une stratification constante. Le diagnostic est déterminé par

la fonction de courant en surface. Le deuxième modèle (MLQG), modélise l'océan comme une couche de mélange de surface au-dessus d'une couche intérieure semi-infinie, chacune possédant sa propre valeur constante de stratification. Le diagnostic est déterminé par les anomalies de flottabilité et par la fonction de courant en surface. L'objectif général était de tester les limites de la dynamique QG lors d'événements ayant un nombre de Rossby élevé, tels que la frontogenèse ou la frontolyse et de comparer la performance des deux modèles QG. Le 16 mai 2013, un événement d'affaiblissement filamentaire a été repéré près de Pointe-aux-Outardes grâce à trois radars haute fréquence. Le front a ensuite été échantillonné lors d'une mission du R/V Coriolis II avec un ADCP mesurant les courants et un ScanFish mesurant la pression, la température et la conductivité de l'eau. Ainsi, la précision du diagnostic des vitesses horizontales et des anomalies de flottabilité par les deux modèles QG lors d'un événement de frontolyse a été évaluée en comparant les diagnostics avec les observations. Les vitesses verticales ont aussi été diagnostiquées, mais n'ont pas pu être validées de la même façon que les vitesses horizontales, car les mesures de l'ADCP étaient trop bruitées.

Selon nos résultats, les deux modèles semblent capables de prédire assez bien les vitesses horizontales au-dessus de 20m de profondeur. Quant au diagnostic des anomalies de flottabilité, il est meilleur pour MLQG que pour SQG dans la couche de mélange, car les anomalies de flottabilité en surface sont directement prises des observations. La différence principale des diagnostics se rapporte cependant aux vitesses verticales. Les deux modèles diagnostiquent des vitesses verticales différentes et inconsistantes avec la divergence de surface observée, qui caractérise la circulation agéostrophique associée à un phénomène d'affaiblissement filamentaire. Par contre, il est à noter que les observations de la divergence de surface est de l'ordre de  $f$ , ce qui indique que l'approximation QG est dans l'incapacité de reproduire les forts processus agéostrophiques observés.

Ainsi, le modèle MLQG est incapable de reproduire le patron de  $w$  du phénomène d'affaiblissement filamentaire observé dans le cadre de notre étude. Ayant dû travailler avec un jeu de données in situ limité nous empêchant de filtrer les oscillations des marées

et des ondes inertielles du champ de densité et de courants in-situ, il est impératif de continuer à tester ce modèle dans différentes conditions environnementales et ainsi vérifier la robustesse de ces résultats. Tout particulièrement, l'attention devrait être portée aux régions avec une couche de mélange profonde (150-200m), généralement associée à des processus aux submeso-échelles plus larges (de l'ordre de 20km), auxquelles l'approximation QG reste valide (Callies et al., 2015).

Enfin, le modèle MLQG offre une perspective intéressante pour diagnostiquer les flux verticaux de flottabilité et de traceurs notamment avec le développement d'altimètres satellitaires à haute résolution et large fauchée comme le *Surface Water Ocean Topography* (SWOT). Le lancement en 2020 de ce satellite permettra d'obtenir des observations de la hauteur de la surface de la mer à haute résolution (~10km) et de faciliter l'étude globale des phénomènes aux submésos-échelles.





## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Barrick, D. E., M. W. Evans, and B. L. Weber, 1977: Ocean Surface Currents Mapped by Radar. *Science*, **198**, 138-144.
- Callies, J., R. Ferrari, J. M. Klymak, and J. Gula, 2015: Seasonality in submesoscale turbulence. *Nat Commun*, 6:6862.
- Chavanne, C., I. Janeković, P. Flament, P. M. Poulain, M. Kuzmić, and K. W. Gurgel, 2007: Tidal currents in the northwestern Adriatic: High-frequency radio observations and numerical model predictions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **112**, C03S21.
- Chavanne, C., and P. Klein, 2015: Quasi-geostrophic diagnosis of mixed-layer dynamics embedded in a mesoscale turbulent field. *Journal of Physical Oceanography*, In Press.
- Crombie, D. D., 1955: Doppler Spectrum of Sea Echo at 13.56 Mc./s. *Nature*, **175**, 681-682.
- Cyr, F., D. Bourgault, and P. S. Galbraith, 2011: Interior versus boundary mixing of a cold intermediate layer. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **116**.
- Ferrari, R., 2011: A Frontal Challenge for Climate Models. *Science*, **332**, 316-317.
- Holloway, G., and K. Denman, 1989: Influence of internal waves on primary production. *Journal of Plankton Research*, **11**, 409-413.
- Holton, J. R., 1992: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. 3rd ed. Vol. 48, Elsevier Science, 511p.

- Hoskins, B. J., 1982: The Mathematical Theory of Frontogenesis. *Annual Review of Fluid Mechanics*, **14**, 131-151.
- Isern-Fontanet, J., B. Chapron, G. Lapeyre, and P. Klein, 2006: Potential use of microwave sea surface temperatures for the estimation of ocean currents. *Geophys Res Lett*, **33(24)**, L24608.
- Isern-Fontanet, J., G. Lapeyre, P. Klein, B. Chapron, and M. W. Hecht, 2008: Three-dimensional reconstruction of oceanic mesoscale currents from surface information. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **113**, C09005.
- Klein, P., J. Isern-Fontanet, G. Lapeyre, G. Rouillet, E. Danioux, B. Chapron, S. Le Gentil, and H. Sasaki, 2009: Diagnosis of vertical velocities in the upper ocean from high resolution sea surface height. *Geophys Res Lett*, **36**, L12603.
- Klein, P., and G. Lapeyre, 2009: The Oceanic Vertical Pump Induced by Mesoscale and Submesoscale Turbulence. *Annual Review of Marine Science*, **1**, 351-375.
- Lapeyre, G., Klein, and P., 2006: Dynamics of the upper oceanic layers in terms of surface quasigeostrophy theory, **36**, 165-176.
- Legal, C., P. Klein, A.-M. Treguier, and J. Paillet, 2007: Diagnosis of the Vertical Motions in a Mesoscale Stirring Region. *Journal of Physical Oceanography*, **37**, 1413-1424.
- Levasseur, M., L. Fortier, J.-C. Therriault, and P. J. Harrison, 1992: Phytoplankton dynamics in a coastal jet frontal region. *Marine Ecology Progress Series*, **86**, 283-295.
- Lévy, M., 2008: The Modulation of Biological Production by Oceanic Mesoscale Turbulence. *Transport and Mixing in Geophysical Flows*, J. Weiss, and A. Provenzale, Eds., Springer Berlin Heidelberg, 219-261.
- Lévy, M., R. Ferrari, P. J. S. Franks, A. P. Martin, and P. Rivière, 2012: Bringing physics to life at the submesoscale. *Geophys Res Lett*, **39**, L14602.

- Lipa, B., and D. Barrick, 1983: Least-squares methods for the extraction of surface currents from CODAR crossed-loop data: Application at ARSLOE. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **8**, 226-253.
- Mahadevan, A., 2006: Modeling vertical motion at ocean fronts: Are nonhydrostatic effects relevant at submesoscales? *Ocean Modelling*, **14**, 222-240.
- Mahadevan, A., and A. Tandon, 2006: An analysis of mechanisms for submesoscale vertical motion at ocean fronts. *Ocean Modelling*, **14**, 241-256.
- McGillicuddy, D. J., and Coauthors, 2007: Eddy/Wind Interactions Stimulate Extraordinary Mid-Ocean Plankton Blooms. *Science*, **316**, 1021-1026.
- McWilliams, J. C., F. Colas, and M. J. Molemaker, 2009: Cold filamentary intensification and oceanic surface convergence lines. *Geophys Res Lett*, **36**, L18602.
- Nagai, T., A. Tandon, and D. L. Rudnick, 2006: Two-dimensional ageostrophic secondary circulation at ocean fronts due to vertical mixing and large-scale deformation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **111**, C09038.
- Pawlowicz, R., B. Beardsley, and S. Lentz, 2002: Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE. *Computers & Geosciences*, **28**, 929-937.
- Pollard, R. T., and L. Regier, 1990: Large variations in potential vorticity at small spatial scales in the upper ocean. *Nature*, **348**, 227-229.
- Pollard, R. T., and L. A. Regier, 1992: Vorticity and Vertical Circulation at an Ocean Front. *Journal of Physical Oceanography*, **22**, 609-625.
- Ponte, A. L., P. Klein, X. Capet, P.-Y. Le Traon, B. Chapron, and P. Lherminier, 2013: Diagnosing Surface Mixed Layer Dynamics from High-Resolution Satellite Observations: Numerical Insights. *Journal of Physical Oceanography*, **43**, 1345-1355.

- Ruiz, J., D. Macías, and F. Peters, 2004: Turbulence increases the average settling velocity of phytoplankton cells. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **101**, 17720-17724.
- Saucier, F. J., and J. Chassé, 2000: Tidal circulation and buoyancy effects in the St. Lawrence Estuary. *Atmosphere-Ocean*, **38**, 505-556.
- Saucier, F. J., F. Roy, D. Gilbert, P. Pellerin, and H. Ritchie, 2003: Modeling the formation and circulation processes of water masses and sea ice in the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **108**, 3269.
- Sentchev, A., P. Forget, Y. Barbin, and M. Yaremchuk, 2013: Surface circulation in the Iroise Sea (W. Brittany) from high resolution HF radar mapping. *Journal of Marine Systems*, **109–110, Supplement**, S153-S168.
- Spall, M. A., 1995: Frontogenesis, subduction, and cross-front exchange at upper ocean fronts. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **100**, 2543-2557.
- Strass, V. H., 1992: Chlorophyll patchiness caused by mesoscale upwelling at fronts. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, **39**, 75-96.
- Thomas, L. N., A. Tandon, and A. Mahadevan, 2008: Submesoscale processes and dynamics. *Ocean Modeling in an Eddy Regime, Geophys. Monogr.*, Vol.177, AGU, 17-38.
- Ullman, D. S., and P. C. Cornillon, 1999: Satellite-derived sea surface temperature fronts on the continental shelf off the northeast U.S. coast. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **104**, 23459-23478.
- Williams, R. G., and M. J. Follows, 1998: The Ekman transfer of nutrients and maintenance of new production over the North Atlantic. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **45**, 461-489.
- Yaremchuk, M., and A. Sentchev, 2009: Mapping radar-derived sea surface currents with a variational method. *Continental Shelf Research*, **29**, 1711-1722.