



Université du Québec
à Rimouski

OBSERVATIONS DES REMONTÉES ET DES PLONGÉES DES EAUX EN BORDURE DU COURANT DE GASPÉ

Mémoire présenté

dans le cadre du programme de maîtrise en océanographie

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

PAR

© THÉAU LECLERCQ

Février 2022

Composition du jury :

Daniel Bourgault, président du jury, UQAR-ISMER

Cédric Chavanne, directeur de recherche, UQAR-ISMER

Pierre Larouche, codirecteur de recherche, IML

Yves Gratton, examinateur externe, INRS

Dépôt initial le 29 octobre 2021

Dépôt final le 25 février 2022

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.

On aime ce qui nous a
émerveillé, et on protège ce que l'on
aime. – *Jacques-Yves Cousteau* –

AVANT-PROPOS ET REMERCIEMENTS

Précédemment étudiant à la licence (équivalent du baccalauréat québécois) en hydrographie et océanographie avec l'UBO (Université de Bretagne Occidentale) en partenariat avec l'école du SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine), mon choix de sujet de recherche se portait sur un objet d'étude reliant cartographie et analyses des courants.

C'est dans ce contexte que le premier contact avec le chercheur émérite Pierre Larouche s'est fait. Les observations et l'incompréhension de courants verticaux en bordure et à l'intérieur du courant de Gaspé sur des missions effectuées entre 1991 et 1993 sont les éléments principaux ayant conduit à la création de cette maîtrise. Monsieur Larouche a fait appel à Monsieur Cédric Chavanne, professeur à l'UQAR-ISMER, et spécialiste des radars hautes-fréquences ainsi que des processus océaniques à méso-échelles.

Je remercie chaleureusement mon directeur de recherche, Cédric Chavanne, pour m'avoir encadré rigoureusement et m'avoir ouvert des pistes de recherches tout au long de la maîtrise. Ne venant pas d'un baccalauréat de mathématiques ou de physique fondamentale, Monsieur Chavanne a toujours été là pour m'encourager lors de mes périlleux exercices de programmation ou de résolution d'équations. Et même en période de pandémie de la COVID-19, il a su rester proche de ses étudiants et les pousser au maximum dans leurs retranchements.

Je remercie tout autant mon codirecteur, Monsieur Pierre Larouche, qui m'a trouvé ce sujet de recherche pertinent et m'a permis d'utiliser les données de ses missions océanographiques. La justesse de ses commentaires lors de nos rencontres ont permis d'affiner la qualité de la recherche et d'arriver à bon port.

Je tiens aussi à remercier tous mes professeurs de l'UQAR-ISMER qui m'ont permis d'évoluer professionnellement tout au long de ces deux dernières années, ainsi que Martine Belzile qui m'a aidé à me familiariser avec l'ensemble de l'environnement à mon arrivée au Québec.

Mes remerciements à ma mère et à mon père pour leur présence morale et financière tout au long de mon parcours universitaire et plus largement, de ma vie, même si tout n'a pas toujours été très simple avec vous. Vous avez fait de votre mieux et je vous en serai éternellement reconnaissant.

Je remercie aussi toutes les personnes qui ont été là pour moi pendant ces 2 années : Abigaëlle pour ce voyage culturel au cœur du Québec, Romy pour ta bonne humeur étincelante, Carole pour ton sourire et tes blagues esclaffantes et tous les autres avec qui j'ai passé de très bons moments.

Un grand merci à mon amie de toujours, Leslie Akretche, qui a été ma confidente la plus proche depuis que je l'ai rencontré en première année de licence à la faculté des sciences de Montpellier.

Et finalement, je dédie ce mémoire à mes grands-parents, Françoise et Guy Leclercq, qui ont financé la presque totalité de mes études pendant de longues années (du secondaire jusqu'à la fin de la maîtrise). J'espère vous rendre fiers à travers l'écriture de ce mémoire.

C'est grâce à vous tous que j'ai pu croire en mon rêve : devenir océanographe.

RÉSUMÉ

Le courant de Gaspé est le courant le plus remarquable de tout le Golfe du Saint-Laurent présentant une dynamique complexe et développant parfois des méandres lui donnant une forme ondulatoire. Un front de salinité sépare les eaux de surface de l'estuaire avec les eaux du Golfe du Saint-Laurent. Depuis 40 ans, des remontées et des plongées d'eaux observées en bordure de ce front ont fait l'objet de plusieurs recherches. En 1982, Tang a développé un modèle analytique présentant une circulation permanente composée d'une remontée d'eau au large du front et d'une plongée d'eau sous le front. Des observations réalisées avec des données de profileurs CTD (Conductivity Temperature Depth) et d'ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) récoltées entre septembre 1991 et juin 1993, ainsi que des données de vents et de SST (Sea Surface Temperature) ont permis de déterminer via l'équation ω que ces courants verticaux sont essentiellement dus aux phénomènes de frontogenèse et de frontolyse (renforcement et affaiblissement d'un front) pour la mission de septembre 1991. La plus grande concentration de remontées d'eaux observées en juin 1993 pourrait être associée au fait que le débit de l'estuaire est maximal pendant cette période et favorise la mise en place du cisaillement vertical au niveau du front et par voie de conséquence des instabilités associées prenant la forme de méandres. Les vents d'ouest et d'est peuvent induire la formation de remontées et de plongées d'eaux proches de la surface via le transport d'Ekman non-linéaire, mais ne permettent pas d'expliquer la présence des remontées d'eaux à la profondeur de la couche intermédiaire froide. L'ensemble de ces observations montrent que les remontées d'eaux en bordure du courant de Gaspé sont sporadiques et dépendent des conditions favorables à la mise en place d'instabilités du courant de Gaspé débouchant sur la frontogenèse ou frontolyse.

Mots clés : [Courant de Gaspé, Remontée d'eau, Plongée d'eau, Frontogenèse, Frontolyse, Transport d'Ekman non-linéaire]

ABSTRACT

The Gaspé Current is the most remarkable current in the Gulf of St. Lawrence, presenting a complex dynamics and sometime developing meanders. A salinity front separates the surface fresher waters of the estuary from the saltier surface waters of the Gulf of St. Lawrence. For 40 years, upwellings and downwellings observed on the edge of this front have been the subject of several investigations. In 1982, Tang developed an analytical model featuring a permanent circulation consisting of an upwelling offshore of the front and a downwelling below the front. Observations made with CTD (Conductivity Temperature Depth) profilers and ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) data collected between September 1991 and June 1993, as well as wind and SST (Sea Surface Temperature) data made it possible to determine via the ω equation that these vertical currents are mostly due to frontogenesis and frontolysis (strengthening and weakening of the front) during the cruise of September 1991. The highest concentration of upwellings observed in June 1993 could be associated with the fact that the flow from the estuary is maximum during this period promoting the establishment of vertical shear at the front and consequently associated baroclinic instabilities developing into meanders. Westerly and easterly winds can lead to the formation of near-surface upwellings and downwellings via nonlinear Ekman transport but cannot explain the vertical motions at the depth of the cold intermediate layer. These observations show that upwellings along the Gaspé Current are sporadic and dependent on favorable conditions leading to the establishment of Gaspé Current instabilities and to frontogenesis or frontolysis.

Keywords : [Gaspé Current, Upwelling, Downwelling, Frontogenesis, Frontolysis, Nonlinear Ekman transport]

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS ET REMERCIEMENTS	vi
RÉSUMÉ	viii
ABSTRACT.....	ix
TABLE DES MATIÈRES.....	x
LISTE DES TABLEAUX	xii
LISTE DES FIGURES	xiii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES.....	xvi
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
1.1. CONTEXTUALISATION ET ENJEUX.....	1
1.1.1. Contexte global du sujet.....	1
1.1.2. Mécanismes classiques de formation des remontées et des plongées d'eaux.....	2
1.1.3. Contexte local : de la découverte du courant de Gaspé à l'étude de ses remontées d'eaux frontales	4
1.2. PROBLÉMATIQUE	6
1.3. HYPOTHÈSES.....	8
1.3.1. Le transport d'Ekman interfacial	9
1.3.2. Le transport d'Ekman non-linéaire	9
1.3.3. La frontogenèse et la frontolyse.....	10
1.4. OBJECTIFS DE LA MAITRISE	11
CHAPITRE 1: OBSERVATIONS OF UPWELLINGS AND DOWNWELLINGS ON THE EDGE OF THE GASPÉ CURRENT	13

2.1. ABSTRACT	13
2.2. INTRODUCTION	14
2.2.1. Interfacial Ekman transport (Tang, 1982).....	15
2.2.2. Frontogenesis and frontolysis (Hoskins and Bretherton, 1972).....	16
2.2.3. Nonlinear Ekman transport (Stern, 1965).....	17
2.3. DATA AND METHODS	17
2.3.1. Data	17
2.3.2. Characterization of the frontal zone.....	19
2.3.3. Analysis of water masses	20
2.3.4. Testing the hypotheses	22
i. Frontogenesis and frontolysis	22
ii. Nonlinear Ekman transport	24
2.4. RESULTS	25
2.4.1. Variability of the Gaspé front	25
2.4.2. Detection of upwellings and downwellings	28
2.4.3. Generation mechanisms for upwellings and downwellings.....	35
i. Frontogenesis and frontolysis	35
ii. Nonlinear Ekman transport	37
2.5. DISCUSSION	40
CONCLUSION GÉNÉRALE.....	44
APPENDIX A.....	46
APPENDIX B	47
APPENDIX C	49
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	50

LISTE DES TABLEAUX

Table 1 – Number of transects with upwelling for all the cruises.	35
Table 2 – Frontogenesis/frontolysis mechanism observed for all transects tested with the ω equation.	37

LISTE DES FIGURES

Figure 1 – Représentation schématique 2D simplifiée (modifié d’après Kämpf et Chapman, 2016) du transport d’Ekman dans l’hémisphère nord pour une côte orientée nord-sud avec le cas d’une remontée d’eau (à gauche) et d’une plongée d’eau (à droite).	2
Figure 2 – Représentation schématique 2D simplifiée du pompage et de la suction d’Ekman dans l’hémisphère nord (modifié d’après Fieux et Andrié, 2010).	3
Figure 3 – Illustration (© parc marin du Saguenay–Saint-Laurent) de la remontée de la couche intermédiaire froide liée aux courants de marée au niveau du haut-fond Prince à proximité de Tadoussac.	4
Figure 4 – Portrait de William Bell Dawson et schématisation 3D simplifiée du courant de Gaspé s’appuyant sur El-Sabh (1976), Sheng (2001), Benoit <i>et al.</i> (1985) et Tang (1983).	6
Figure 5 – Carte de la zone d’étude (projection Mercator transverse) avec les 12 transects de données CTD et CTD-VFIN des quatre missions.	8
Figure 6 – Illustration schématique (Tang, 1983) de l’hypothèse 1 (Tang, 1982) présentant le mécanisme de la formation des remontées d’eaux frontales. La couche de cisaillement horizontal (Stewartson layer) peut être constituée de plusieurs sous-couches.	9
Figure 7 – Schématisation de l’hypothèse 2 de Stern (1965) appliquée au courant de Gaspé représentant la mise en place de courant verticaux induits par la divergence du transport d’Ekman non-linéaire dû au stress des vents d’ouest et d’est.	10
Figure 8 – Représentation d’un cas de frontolyse et frontogenèse (Hoskins et Bretherton, 1972) modifiée à partir de l’illustration de McWilliams <i>et al.</i> (2009), représentant la mise en place de courants agéostrophiques.	11
Figure 9 – The study area: the Gaspé Current (located in the northwestern Gulf of St. Lawrence).	15

Figure 10 – Schematization (Tang, 1983) of Ekman interfacial transport (Tang, 1982).	16
Figure 11 – Schematization of frontolysis and frontogenesis (Hoskins et Bretherton, 1972) modified from McWilliams <i>et al.</i> (2009).	16
Figure 12 – Schematization of nonlinear Ekman transport (Stern, 1965) with westerly winds (left) and easterly winds (right).	17
Figure 13 – Cruise 1 (September 1991) and Cruise 4 (June 1993): localization of the 12 transects of CTD casts, ADCP data and the 8 transects of CTD-VFIN.	19
Figure 14 – Example of horizontal density gradient versus the distance along transect 2 of Cruise 1 (September 1991) to localize the Gaspé Current front (maximum absolute value of the gradient).	20
Figure 15 – Mixing triangle using three reference water masses to determine the percentage of each water mass for all CTD data contained in the mixing triangle (red dots).	21
Figure 16 – Maps representing the front position for all cruises with SST (°C) data, average wind speed, and subsurface currents (Cruise 1) or subsurface currents relative to the deepest measured currents (Cruises 2,3,4).	26
Figure 17 – Temporal variability of the front position during repetitions of CTD casts of transect 10 of Cruise 1 (September 1991).	27
Figure 18 – Temporal variability of the maximum depth of the frontal isopycnal during repetitions of CTD casts of transect 10 / Cruise 1 (September 1991).	27
Figure 19 – T-S diagrams of all four cruises using the 12 transects of CTD casts (Cruises 1, 2, 3) and CTD-Vfin (Cruise 4) with the reference water masses.	29
Figure 20 – Determination of the estuary surface water for Cruise 4 (June 1993).	30
Figure 21 – Transects of conservative temperature, each water masses percentage and vertical currents ($m s^{-1}$) calculated with the ω equation (without and with the Ekman surface boundary condition) for transect 4 of Cruise 1 (September 1991). Black hatchings represent the values where $\sigma_w \geq w $. Distance increases offshore from the station closest to shore.	31

Figure 22 – Transects of conservative temperature, each water masses percentage and vertical currents (m s^{-1}) calculated with the ω equation (without and with the Ekman surface boundary condition) for transect 6 of Cruise 1 (September 1991).....	32
Figure 23 – Transects of conservative temperature, each water masses percentage and vertical currents (m s^{-1}) calculated with the ω equation (without and with the Ekman surface boundary condition) for transect 9 of Cruise 1 (September 1991).....	33
Figure 24 – Temperature transects and each water masses percentage for transect 5 of Cruise 4 (June 1993).....	34
Figure 25 – Winds during the transects 4, 6 and 9 of Cruise 1 with cruise-averaged SST ($^{\circ}\text{C}$) in September 1991.	39
Figure 26 – Schematic of frontolysis (left) and frontogenesis (right) leading to the creation of upwellings and downwellings on the edge of the Gaspé Current.....	43
Figure 27 – (a) Example of a complete CTD-VFIN intermediate layer percentage transect versus (b) downsampled data (Transect 5, Cruise 4).	46
Figure 28 – ADCP data (black arrows) vs absolute geostrophic currents (red arrows) on a horizontal plane at (a) 15 m and (b) 51 m. Color maps represent the density of the area.....	47
Figure 29 – (a) ADCP vs (b) absolute geostrophic along-shore currents on a vertical plane for Transect 9 of Cruise 1 (September 1991). Dashed white line represents the offshore front, and white line represents the Gaspé Current front.....	48
Figure 30 – Vertical currents calculated with (a) Dirichlet boundary conditions, (b) Neumann boundary conditions and (c) their differences.....	49

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
CTD	Conductivity Temperature Depth
SST	Sea Surface Temperature

INTRODUCTION GÉNÉRALE

En ce début de XXI^{ème} siècle, l'ONU (Organisation des Nations Unies) lance la décennie de l'océan (2021-2030) afin d'améliorer les connaissances en sciences océaniques et accroître la protection des océans. Dans cette optique, cette maîtrise a pour buts principaux de contribuer à mieux comprendre les processus physiques locaux de la zone d'étude considérée (le courant de Gaspé) et d'ouvrir la voie à d'autres secteurs du domaine (biologie et biogéochimie) afin de continuer les investigations environnementales.

1.1. CONTEXTUALISATION ET ENJEUX

1.1.1. Contexte global du sujet

Dans l'océan, il existe des zones particulières où le réseau trophique marin est amplifié avec une production primaire intensifiée généralement couplée à des caractéristiques hydrodynamiques (courants verticaux), qui favorisent le renouvellement des nutriments dans la zone photique : il s'agit des remontées d'eaux (Trujillo et Thurman, 2016). Elles sont particulièrement favorables à la pêche (Pauly et Christensen, 1995). L'effet inverse est observé pour les zones présentant des plongées d'eaux.

L'exemple le plus concret de cette relation intrinsèque entre les courants verticaux et les activités liées à la pêche est l'impact des événements ENSO (El Niño Southern Oscillation) sur les côtes péruviennes avec El Niño (la phase chaude) et La Niña (la phase complémentaire froide). Dans le cas d'une phase El Niño, une remontée d'eau peu profonde et pauvre en nutriments est créée sur les côtes péruviennes avec des impacts catastrophiques pour la pêche et une anomalie négative moyennée d'environ 0.9 millions de tonnes de poissons pêchés, contrairement à la phase La Niña qui permet la création d'une remontée d'eau profonde et riche en nutriments sur les côtes, ainsi qu'une récolte de pêche abondante

avec une anomalie positive moyennée d'environ 1.1 millions de tonnes de poissons pêchés (Espinoza-Morriberón *et al.*, 2017 ; Bertrand *et al.*, 2020).

1.1.2. Mécanismes classiques de formation des remontées et des plongées d'eaux

Les courants verticaux des océans peuvent être formés par différents processus et à des échelles variées. Le système le plus connu est celui du transport d'Ekman (processus physique lié aux vents). Ce transport, moyenné sur la profondeur de la couche d'Ekman et lié à la force de Coriolis, déplace vers la droite (hémisphère nord) ou vers la gauche (hémisphère sud) du vent les eaux de surface. Il est le principal responsable de la mise en place des quatre plus grandes zones de remontées d'eaux côtières (Kämpf et Chapman, 2016) avec le courant du Benguela en Afrique du Sud, le courant de Humboldt au Chili et au Pérou, le courant de Californie sur la côte ouest des États-Unis et le courant des Canaries situé sur les côtes du Maroc, de la Gambie, de la Mauritanie et du Sénégal. Les remontées d'eaux de ces quatre zones sont liées à une direction des vents favorables permettant un transport d'Ekman des eaux de surface vers le large et perpendiculaire à la côte, induisant ainsi une remontée des eaux froides riches en nutriments. Le phénomène inverse se produit en cas de plongées des eaux (Fig. 1).

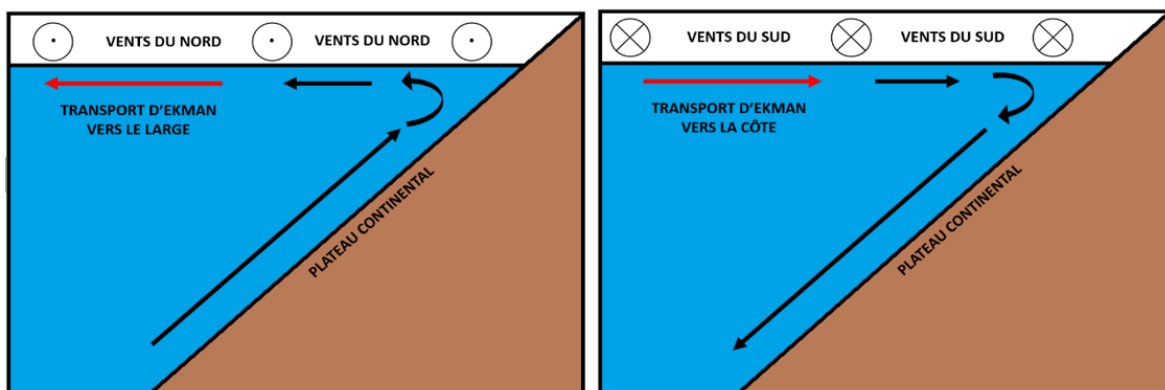


Figure 1 – Représentation schématique 2D simplifiée (modifié d'après Kämpf et Chapman, 2016) du transport d'Ekman dans l'hémisphère nord pour une côte orientée nord-sud avec le cas d'une remontée d'eau (à gauche) et d'une plongée d'eau (à droite).

En domaine hauturier, il existe aussi des zones de remontées et de plongées d'eaux pouvant impacter la production primaire. Le principal processus lié à la création de ces courants verticaux est le pompage ou la suction d'Ekman avec la formation d'une remontée d'eau au centre d'un cyclone ou la formation d'une plongée d'eau au centre d'un anticyclone (Fig. 2). Il s'agit du même phénomène lié au transport d'Ekman, mais sans la présence de la topographie du littoral (Fieux et Andrié, 2010).

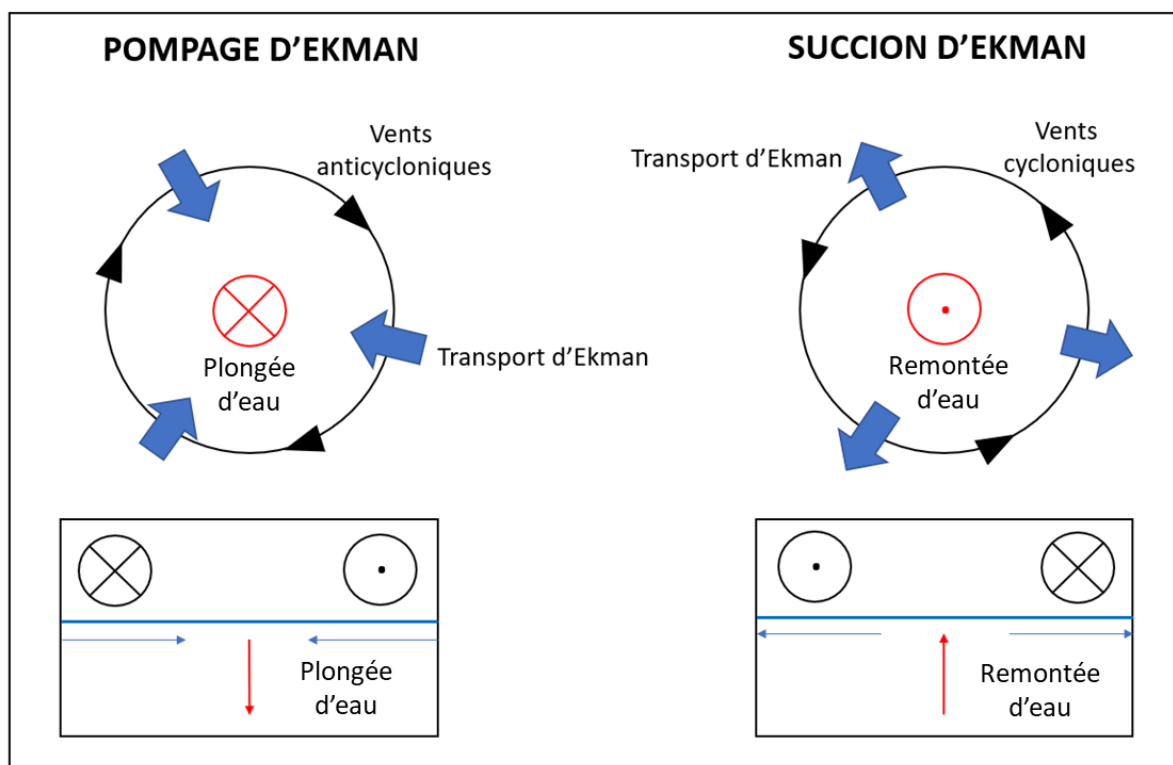


Figure 2 – Représentation schématique 2D simplifiée du pompage et de la suction d'Ekman dans l'hémisphère nord (modifié d'après Fieux et Andrié, 2010).

Un autre mécanisme pouvant être pris en compte est celui des remontées et des plongées d'eaux forcées par la bathymétrie. Un courant horizontal se heurtant à la bathymétrie est contraint de remonter comme c'est le cas au niveau des seuils de Tadoussac (Saucier et Chassé, 2000). Le courant associé aux marées est le moteur de cet événement local avec une remontée des eaux de la couche intermédiaire froide (Fig. 3) en période de

flot (courant accompagnant le montant) et une plongée des eaux en période de jusant (courant accompagnant le baissant).

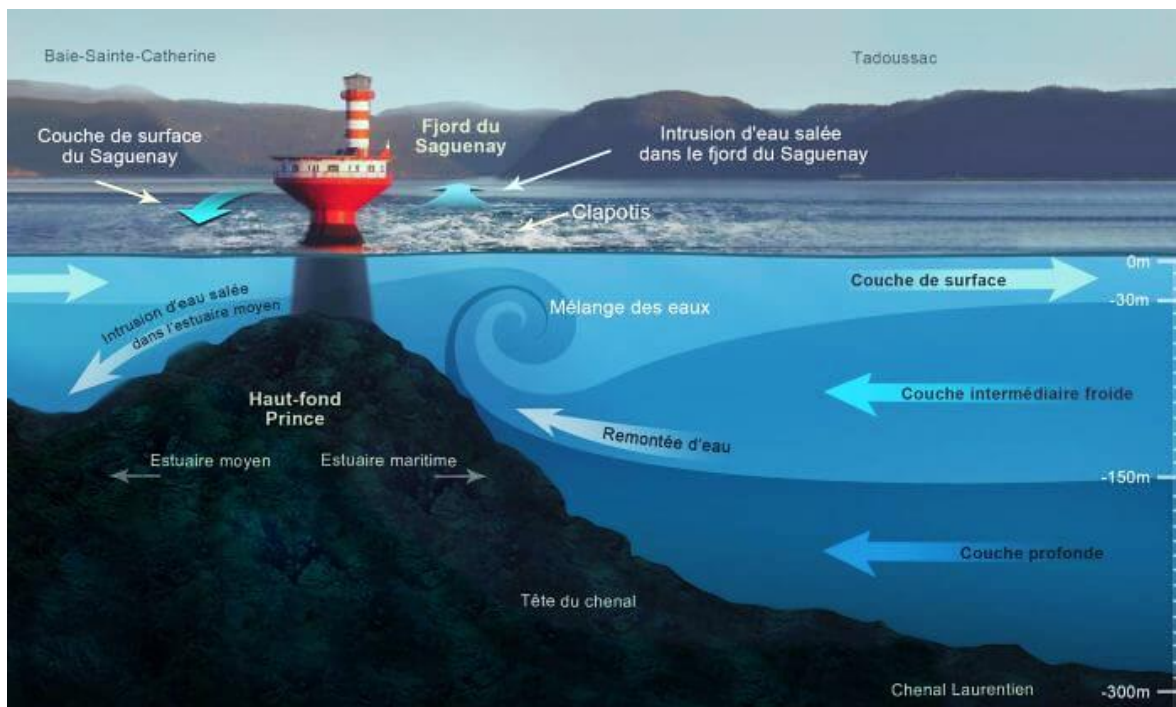


Figure 3 – Illustration (© parc marin du Saguenay–Saint-Laurent) de la remontée de la couche intermédiaire froide liée aux courants de marée au niveau du haut-fond Prince à proximité de Tadoussac.

Finalement, des remontées et plongées d'eaux se retrouvent aussi dans des zones de front de densité en bordure de certains courants comme c'est le cas du courant de Gaspé (Tang, 1983).

1.1.3. Contexte local : de la découverte du courant de Gaspé à l'étude de ses remontées d'eaux frontales

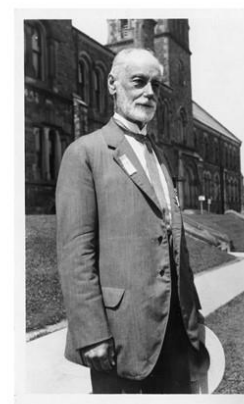
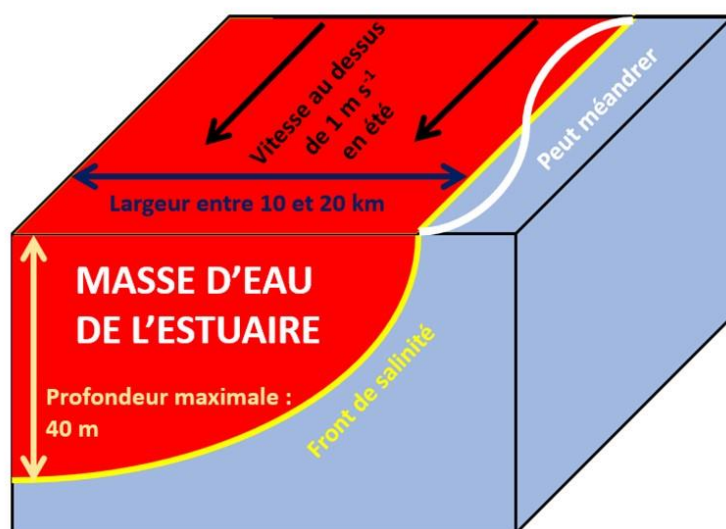
Le courant de Gaspé est le courant le plus marquant de la circulation de surface du nord-ouest du Golfe du Saint-Laurent. Les premières mesures de ce courant ont été effectuées en 1895 par William Bell Dawson, hydrographe de profession, s'intéressant essentiellement à la bathymétrie, aux marées et aux courants. Il est le pionnier de l'étude du courant de Gaspé.

Une entrevue avec des pêcheurs locaux lui a permis de rassembler plus d'informations concernant la zone d'étude. D'autres mesures ont pu être réalisées de 1911 à 1912. La conclusion hydrographique qu'il tire de son étude est que la vitesse du courant de Gaspé varie avec les conditions astronomiques (Farquharson, 1962). Cependant, les connaissances acquises au XX^{ème} siècle associées aux études plus récentes sur le courant de Gaspé contredisent son interprétation.

Le courant de Gaspé a une vitesse maximale de 1 m s^{-1} durant l'été (Benoit *et al.*, 1985), une largeur typique de 10 à 20 km, et peut être situé dans les 40 premiers mètres de la colonne d'eau (Fig. 4). Il s'écoule vers l'est le long des côtes gaspésiennes, et est formé par le flux d'eau provenant de l'estuaire du Saint-Laurent (El-Sabh, 1976). Des publications ont discuté de la dynamique du courant de Gaspé (Sheng, 2001 ; Tang, 1980a). L'étude numérique de Sheng (2001) a montré que le ruissellement de l'eau douce du Saint-Laurent permet la création d'un panache flottant dans l'estuaire avec un courant côtier qui s'écoule vers le Golfe du Saint-Laurent le long de la rive sud. Dans l'estuaire, des gyres peuvent se former causant des courants épisodiques sur la rive nord (Mertz *et al.*, 1992). Vers Pointe-des-Monts (la limite aval de l'estuaire maritime), le courant de surface épisodique de la rive nord devient anticyclonique et s'écoule vers le sud le long d'un front de salinité, puis se joint au courant de la rive sud pour devenir le courant de Gaspé (Fig. 5). Il prend une tournure cyclonique transportant les eaux provenant de l'estuaire en surface et est renforcé par la gyre d'Anticosti. Par la suite, le courant de Gaspé barocliniquement instable a tendance à former des méandres le long de son front de densité. Un bilan de l'énergie cinétique de l'écoulement moyen, et de la formation de tourbillons dans le temps a démontré que les instabilités responsables de la création de ces méandres sont essentiellement baroclines (Sheng, 2001), contrairement aux conclusions de l'étude réalisée sur l'observation des perturbations du courant de Gaspé pendant deux événements d'instabilités de l'été 1978 (Tang, 1980b).

La première découverte des remontées d'eaux en bordure du courant de Gaspé date de 1983 : la bordure nord du courant de Gaspé est marquée par un front et un cisaillement horizontal (Tang, 1983), et par une pycnocline contrôlée essentiellement par la salinité. Des

observations réalisées à l'aide de données satellitaires provenant de ERS-1 (European Remote-Sensing Satellite 1) utilisant un système de radar à synthèse d'ouverture (RSO), comparées avec des données ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler), confirment la présence d'un fort cisaillement (Larouche, 1996). Ce front est caractérisé par un minimum de température à la surface de 6 °C qui est présenté comme le résultat d'une remontée d'eau, ou d'un mélange vertical renforcé (Tang, 1983).



William Bell Dawson (1854-1944), pionnier du courant de Gaspé

Figure 4 – Portrait de William Bell Dawson et schématisation 3D simplifiée du courant de Gaspé s'appuyant sur El-Sabh (1976), Sheng (2001), Benoit *et al.* (1985) et Tang (1983).

1.2. PROBLÉMATIQUE

Tang a essayé d'expliquer la formation de ces remontées d'eaux frontales en bordure du courant de Gaspé en s'appuyant sur un modèle analytique constant dans le temps et dans l'espace avec un mécanisme très particulier : une couche d'Ekman interfaciale (Tang, 1982). Cependant, il ne prend ni en compte l'effet des vents, ni l'éventuelle déformation du front par des méandres résultants des instabilités générées par le courant de Gaspé.

Levasseur *et al.* (1992) ont étudié la production primaire au niveau du front du courant de Gaspé en juin 1985 et juin 1986. Il en est ressorti deux grands résultats : les remontées

d'eaux en bordure du front du courant de Gaspé peuvent contribuer jusqu'à 9 % de l'ensemble de l'apport en nutriments du Golfe du Saint-Laurent. À l'échelle du Golfe, l'impact de ce résultat peut sembler dérisoire sur l'ensemble de la chaîne trophique, mais à une échelle plus réduite (régionale) ces résultats sont particulièrement intéressants. Sa deuxième observation tend à montrer que ces remontées d'eaux sont sporadiques, et que le minimum de température peut apparaître dans le courant de Gaspé (Levasseur *et al.*, 1992) et non pas nécessairement au large du front comme le suppose le modèle de Tang (1982).

Quatre missions, réalisées respectivement en septembre 1991, mai 1992, juillet/août 1992 et juin 1993, ont permis de récolter de nouvelles données sur la structure fine du courant de Gaspé en utilisant des profileurs CTD, CTD-VFIN (acquisition continue de la température et de la salinité dans la colonne d'eau ayant la forme d'un V répété) et un ADCP dans une zone située entre les Méchins et Gros-Morne (Fig. 5). Ces données ont montré que des remontées d'eaux avaient lieu à l'intérieur du courant de Gaspé. La motivation de cette maîtrise vient essentiellement de cette observation.

Les connaissances actuelles sur la dynamique du courant de Gaspé conjuguées à celles sur les fronts de densité, et les observations de remontées d'eaux aux bordures du courant de Gaspé permettent de définir la question suivante :

Par quels mécanismes les remontées et plongées d'eaux en bordure du courant de Gaspé sont-elles générées ?

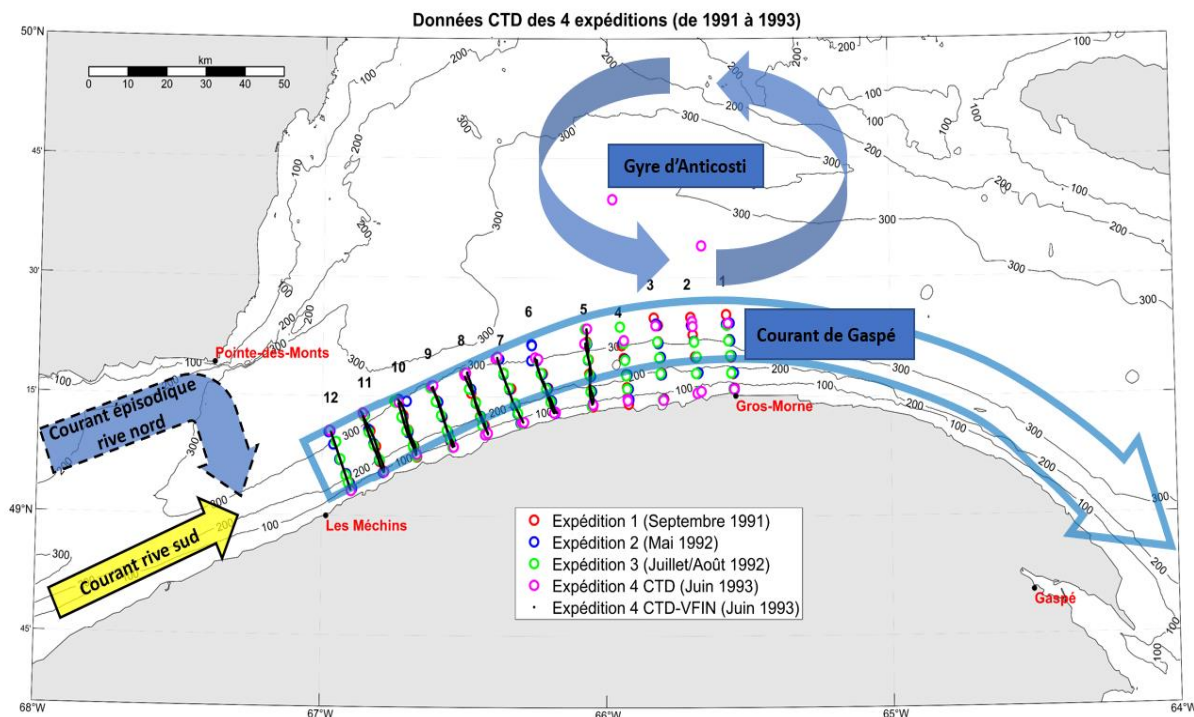


Figure 5 – Carte de la zone d’étude (projection Mercator transverse) avec les 12 transects de données CTD et CTD-VFIN des quatre missions.

1.3. HYPOTHÈSES

La formation des remontées et des plongées d’eaux en bordure du courant de Gaspé a été étudiée par Tang en mettant en place un modèle analytique très particulier (Tang, 1982). Cependant, ce modèle est inachevé car il ne prend ni en compte l’interaction des vents avec la colonne d’eau, ni l’effet de la déformation du front par d’éventuels méandres sur la formation des courants verticaux. Ainsi, trois hypothèses peuvent être avancées pour expliquer la formation des courants verticaux :

- Le transport d’Ekman interfacial (Tang, 1982)
- Le transport d’Ekman non-linéaire (Stern, 1965)
- La frontogénèse et la frontolyse (Hoskins et Bretherton, 1972)

1.3.1. Le transport d'Ekman interfacial

Le transport d'Ekman interfacial (Fig. 6) associé à un front est l'une des hypothèses mises de l'avant pour expliquer les remontées d'eaux créées en bordure du courant de Gaspé (Tang, 1982). Le cisaillement vertical du courant est créé par un gradient horizontal de la densité à travers le front, et la remontée d'eau est forcée par un « transport d'Ekman interfacial » induit par le cisaillement vertical sur la bordure inférieure de la couche frontale associée. Il en résulte une plongée d'eau permanente sous le front (couche d'Ekman interfaciale) et une remontée d'eau permanente au large du front (couche de Stewartson).

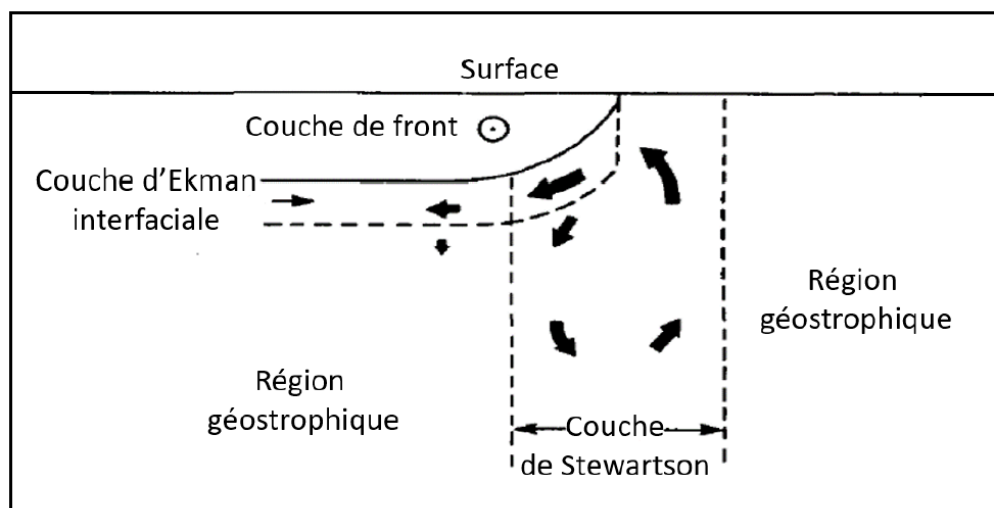


Figure 6 – Illustration schématique (Tang, 1983) de l'hypothèse 1 (Tang, 1982) présentant le mécanisme de la formation des remontées d'eaux frontales. La couche de cisaillement horizontal (Stewartson layer) peut être constituée de plusieurs sous-couches.

1.3.2. Le transport d'Ekman non-linéaire

Alors que les vents dominants d'ouest génèrent des remontées d'eaux côtières dans le nord-ouest du golfe du Saint-Laurent (Mertz *et al.*, 1991), les remontées d'eaux présentes en bordure du courant de Gaspé (zone du front) pourraient être générées par un transport d'Ekman non-linéaire (Eq. 1) prenant en compte la vorticité relative (Stern, 1965). Les courants verticaux s'obtiennent à partir de la divergence du transport d'Ekman non-linéaire

(Eq. 2) créé par les vents (Fig. 7). Mathématiquement, le transport d'Ekman non-linéaire s'exprime ainsi:

$$\vec{E} = \frac{\vec{\tau} \times \vec{k}}{\rho(f+\zeta)}, \quad (1)$$

$$w = \vec{V} \cdot \vec{E}, \quad (2)$$

où \vec{E} est le transport d'Ekman non-linéaire, w la vitesse verticale, $\vec{\tau}$ le stress du vent, \vec{k} le vecteur unitaire vertical, ρ la masse volumique de l'eau, ζ la vorticité relative et f le paramètre de Coriolis.

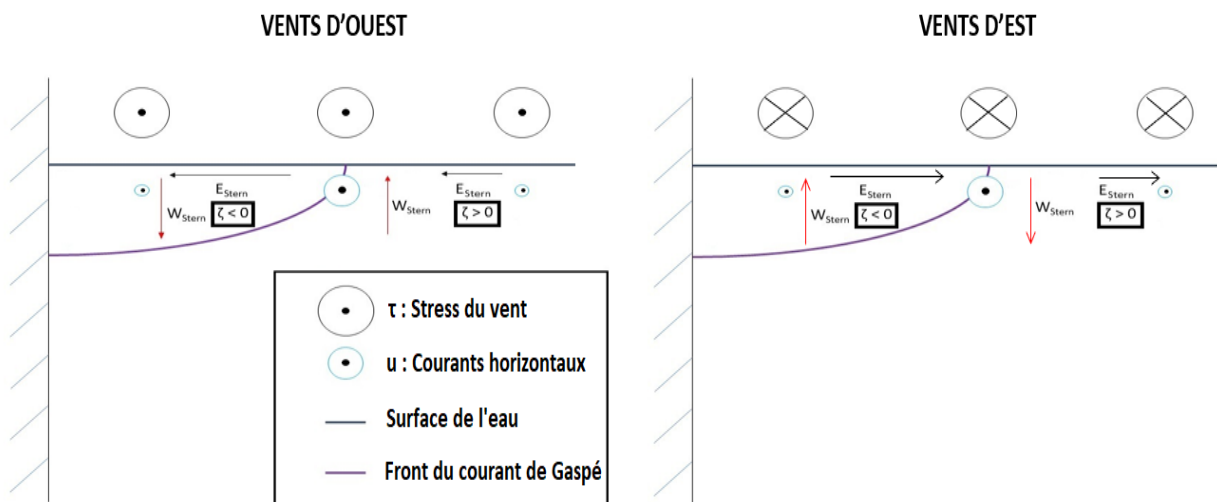


Figure 7 – Schématisation de l'hypothèse 2 de Stern (1965) appliquée au courant de Gaspé représentant la mise en place de courants verticaux induits par la divergence du transport d'Ekman non-linéaire dû au stress des vents d'ouest et d'est.

1.3.3. La frontogenèse et la frontolyse

La frontogenèse/frontolyse permet l'intensification/l'affaiblissement de fronts de densité. Hoskins et Bretherton (1972) montrent que lorsqu'un courant en équilibre quasi-géostrophique présente des instabilités baroclines en présence d'un front, une circulation agéostrophique impliquant des courants verticaux et horizontaux se met en place pour restaurer l'équilibre géostrophique (Fig. 8). L'équation ω (Eq. 3) utilisée par Hoskins *et al.*

(1978) est une équation elliptique 3D avec des conditions aux frontières permettant de calculer ces courants verticaux (w) :

$$\nabla^2(N^2w) + f^2 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = 2\nabla \cdot \mathbf{Q}, \quad (3)$$

où

$$\mathbf{Q} = (Q_x, Q_y) = \frac{g}{\rho_0} \left(\frac{\partial \mathbf{u}_g}{\partial x} \cdot \nabla \rho, \frac{\partial \mathbf{u}_g}{\partial y} \cdot \nabla \rho \right) \quad (4)$$

est le forçage géostrophique, N la fréquence de Brunt–Väisälä, w la vitesse verticale, z la profondeur de l'eau, g l'accélération gravitationnelle, \mathbf{u}_g le courant géostrophique.

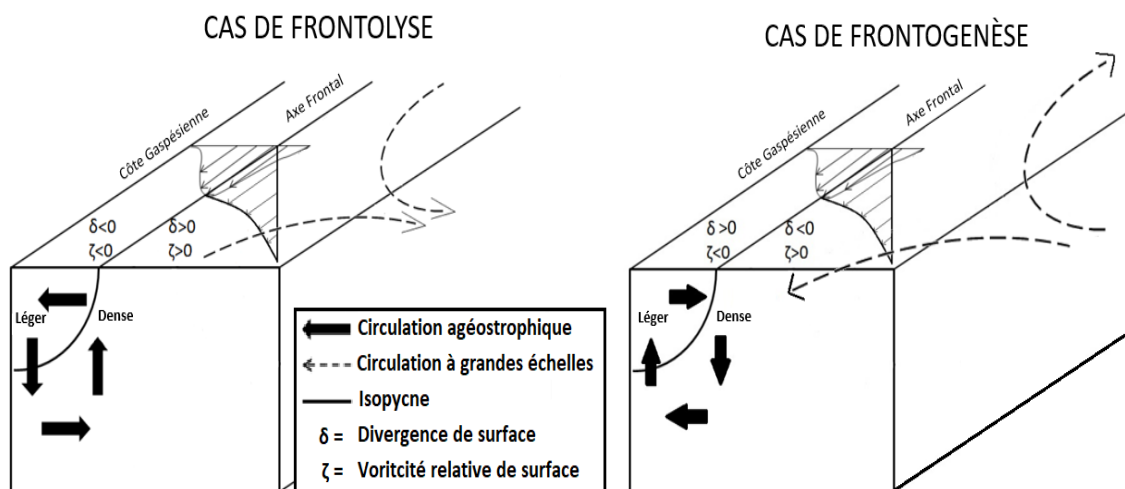


Figure 8 – Représentation d'un cas de frontolyse et frontogenèse (Hoskins et Bretherton, 1972) modifiée à partir de l'illustration de McWilliams *et al.* (2009), représentant la mise en place de courants agéostrophiques.

1.4. OBJECTIFS DE LA MAITRISE

La problématique posée est fondamentale pour comprendre la formation des remontées d'eaux en bordure du courant de Gaspé, et par voie de conséquence la variabilité spatiale et temporelle des apports verticaux en nutriments (Levasseur *et al.*, 1992).

L'objectif principal de la maîtrise est de comprendre les mécanismes permettant la formation de remontées d'eaux en bordure du courant de Gaspé en caractérisant expérimentalement les zones de fronts à partir de données d'ADCP et de CTD, en analysant le comportement des différentes masses d'eau de la zone d'étude et en testant les différentes hypothèses avancées.

CHAPITRE 1: OBSERVATIONS OF UPWELLINGS AND DOWNWELLINGS ON THE EDGE OF THE GASPÉ CURRENT

This paper will be submitted to *Journal of Geophysical Research: Oceans*.

2.1. ABSTRACT

The Gaspé Current is the most remarkable current in the Gulf of St. Lawrence, presenting a complex dynamics and sometime developing meanders. A salinity front separates the surface fresher waters of the estuary from the saltier surface waters of the Gulf of St. Lawrence. For 40 years, upwellings and downwellings observed on the edge of this front have been the subject of several investigations. In 1982, Tang developed an analytical model featuring a permanent circulation consisting of an upwelling offshore of the front and a downwelling below the front. Observations made with CTD (Conductivity Temperature Depth) profilers and ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) data collected between September 1991 and June 1993, as well as wind and SST (Sea Surface Temperature) data made it possible to determine via the ω equation that these vertical currents are mostly due to frontogenesis and frontolysis (strengthening and weakening of the front) during the cruise of September 1991. The highest concentration of upwellings observed in June 1993 could be associated with the fact that the flow from the estuary is maximum during this period promoting the establishment of vertical shear at the front and consequently associated baroclinic instabilities developing into meanders. Westerly and easterly winds can lead to the formation of near-surface upwellings and downwellings via nonlinear Ekman transport but cannot explain the vertical motions at the depth of the cold intermediate layer. These observations show that upwellings along the Gaspé Current are sporadic and dependent on favorable conditions leading to the establishment of Gaspé Current instabilities and to frontogenesis or frontolysis.

2.2. INTRODUCTION

The Gaspé Current is the most prominent feature of the surface circulation in the northwestern Gulf of St. Lawrence, originating at the end of the lower estuary (near Pointe-des-Monts) and extending to the Magdalen Islands. Its formation results from the merging of two currents (Fig. 9): the current along the south shore of the lower estuary and the episodic current along the north shore turning southward along a salinity front south of Pointe-des-Monts (Mertz *et al.*, 1992; Sheng, 2001). Downstream, the Gaspé Current is then intensified by the Anticosti Gyre. Its characteristics vary seasonally. Its maximum depth can reach 40 m, its velocity can exceed 1 m s^{-1} in the summer and its width can reach 20 km. It is composed of the surface estuary waters and its front is controlled by salinity (Benoit *et al.*, 1985). The front separates coastal brackish waters from saltier waters of the northwestern Gulf of St. Lawrence.

The first survey of the Gaspé Current was realized in 1895 by William Bell Dawson, a pioneer local hydrographer whose conclusion about the dynamics of this current was that it was regulated by astronomical forcing (Farquharson, 1962). More recent research about the dynamics of the Gaspé Current have shown that this current is actually a buoyancy-driven coastal jet that presents baroclinic instabilities causing meanders of its front (Mertz *et al.*, 1988; Sheng, 2001). Mertz *et al.* (1988) were the first to discuss about these instabilities.

In this context, upwellings and downwellings near the front have been a subject of research for 40 years. Observations showed a minimum of temperature near the front for some CTD transects leading to the proposal of an analytical model to explain vertical currents (Tang, 1982, 1983). However, this model does not consider the effect of wind-driven nonlinear Ekman transport (Stern, 1965) and the effect of the Gaspé front meanders which could lead to frontogenesis or frontolysis (Hoskins and Bretherton, 1972).

In light of the limitations of the frontal model proposed by Tang (1982), this paper addresses the following question: which mechanisms may cause upwellings and downwellings near the Gaspé Current front?

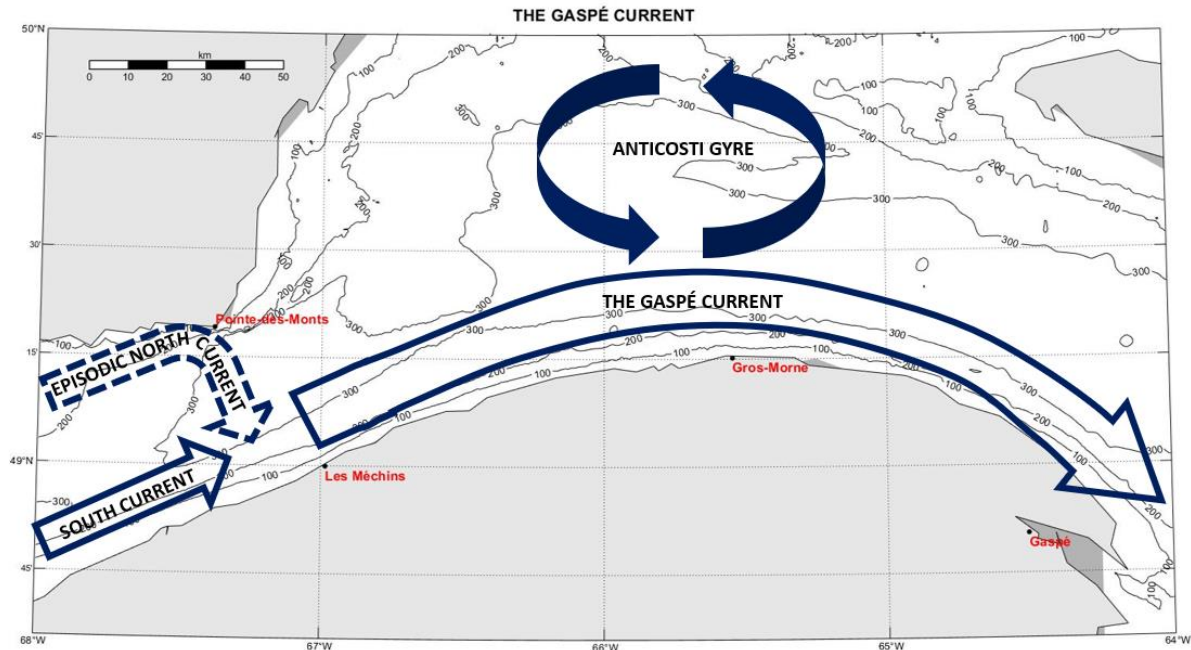


Figure 9 – The study area: the Gaspé Current (located in the northwestern Gulf of St. Lawrence).

Three mechanisms that can cause vertical currents will be investigated: (2.2.1.) interfacial Ekman transport (Tang, 1982), (2.2.2.) frontogenesis and frontolysis (Hoskins and Bretherton, 1972), and (2.2.3.) nonlinear Ekman transport (Stern, 1965).

2.2.1. Interfacial Ekman transport (Tang, 1982)

The interfacial Ekman transport associated with a front is one of the hypotheses put forward to explain upwellings and downwellings on the edge of the Gaspé Current. Horizontal density gradients create vertical shears, causing an interfacial Ekman transport under the front (permanent downwelling). Offshore of the front, a permanent upwelling is created in the "Stewartson layer" (Fig. 10).

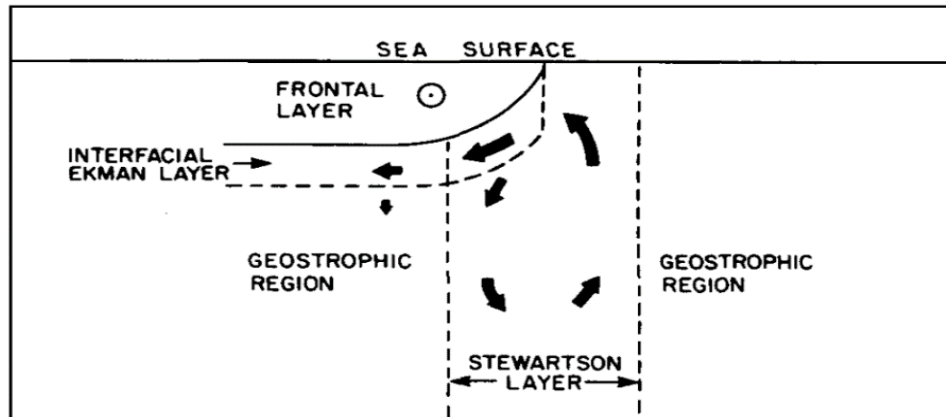


Figure 10 – Schematization (Tang, 1983) of Ekman interfacial transport (Tang, 1982).

2.2.2. Frontogenesis and frontolysis (Hoskins and Bretherton, 1972)

Frontogenesis/frontolysis leads to intensification/weakening of a front. When a front in quasi-geostrophic equilibrium is subjected to straining by background currents, an ageostrophic circulation involving vertical currents develops to restore the geostrophic equilibrium (Fig. 11).

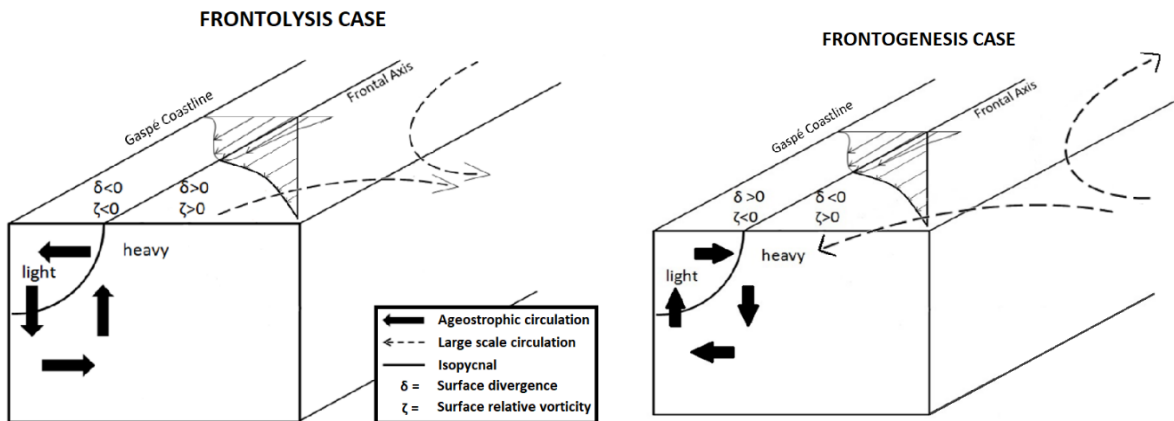


Figure 11 – Schematization of frontolysis and frontogenesis (Hoskins et Bretherton, 1972) modified from McWilliams *et al.* (2009).

2.2.3. Nonlinear Ekman transport (Stern, 1965)

While the prevailing westerly winds generate coastal upwellings in the northwestern Gulf of St. Lawrence (Mertz *et al.*, 1991), the upwellings present along the Gaspé Current front could be generated by a nonlinear Ekman transport due to the relative vorticity of the Gaspé Current (Stern, 1965). Upwellings are caused by the divergence of the nonlinear Ekman transport created by westerly winds and downwellings by easterly winds (Fig. 12).

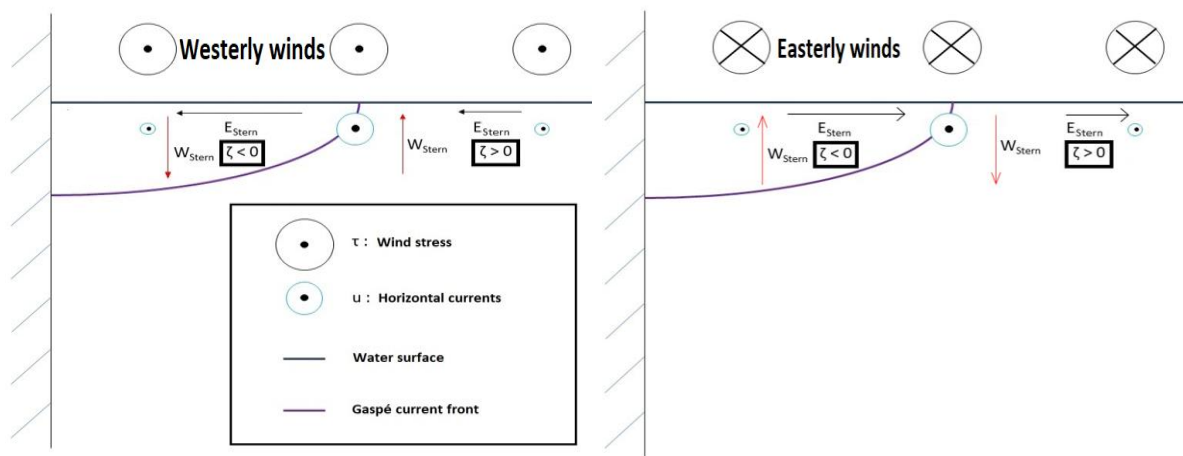


Figure 12 – Schematization of nonlinear Ekman transport (Stern, 1965) with westerly winds (left) and easterly winds (right).

The paper is organized as follows: data and methods in section 2.3, a characterization of the frontal zone with CTD and ADCP data in section 2.4.1, followed by a water masses analysis in section 2.4.2, the tests of hypotheses in section 2.4.3, and the discussion in section 2.5.

2.3. DATA AND METHODS

2.3.1. Data

Between 1991 and 1993, four cruises were carried out in the Gaspé Current to collect hydrographic data with a CTD Guildline 8715 and velocity data with an RDI sentinel ADCP

(Larouche, 1993). Data were collected between Les Méchins and Gros-Morne where the current is the fastest. These cruises were designed to evaluate the possibility to detect the horizontal surface shears of the Gaspé Current using ERS-1 (European Remote-Sensing Satellite 1) images (Larouche, 1996). These CTD and ADCP data will be used to diagnose vertical currents near the front of the Gaspé Current. They consist of 12 transects (with some repetitions) for each cruise realized respectively in September 1991, May 1992, July and August 1992, and June 1993 (Fig. 13). During Cruise 4 (June 1993), CTD-VFIN data were collected. This technique is a continuous acquisition of temperature and salinity data with a sawtooth pattern in the water column to study small-scale variability with better resolution. The difference of resolution between CTD casts and CTD-VFIN data has been tested by creating synthetic CTD casts from CTD-Vfin optimally-interpolated data (see Appendix A).

Raw CTD data were processed using standard quality control procedures (Sea-Bird Scientific, 2017) by the data management section of Maurice-Lamontagne Institute, and conservative temperature, absolute salinity, and seawater density were computed using the TEOS-10 algorithms (McDougall and Barker, 2011).

The ship-borne ADCP (150 kHz transducers for the first cruise, and 600 kHz for the other three) was operated with bottom-tracking during Cruise 1 to correct the measured water velocities for the motion of the ship. Unfortunately, bottom tracking was not possible during Cruise 2 to 4 due to the higher frequency of the ADCP used. Ship GPS data was used to compute the ship velocity, but the accuracy was insufficient to properly remove the ship motion from the water velocity data due to the positioning method (non-differential GPS), the presence of Selective Availability (SA) until May 2000 (Adrados *et al.*, 2002) and less satellite coverage in the 1990s. Regardless of the number of significant digits, the order of magnitude on the position accuracy was 10 m, and the accuracy of horizontal currents induced by the position accuracy was 0.1 m s^{-1} . Since water velocity is required to test the different mechanisms that could cause vertical currents, these tests will be performed only for Cruise 1. Data near the bottom biased by side-lobes reflection were discarded. A temporal

averaging over 6 minutes and 30 seconds, corresponding to an average resolution close to 1000 meters, was performed to reduce measurement noise.

Daily SST data were obtained from OGSL (Observatoire Global du Saint-Laurent) using AVHRR (Advanced Very-High-Resolution Radiometer) satellite sensors with a resolution of 1 km.

Wind data (the velocity at 10m above the sea surface and the drag coefficient) were obtained from reanalyses produced by the ERA5 model available from ECMWF (The European Center for Medium-Range Weather Forecasts). The temporal resolution is 1 hour, and the spatial resolution is a $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ grid.

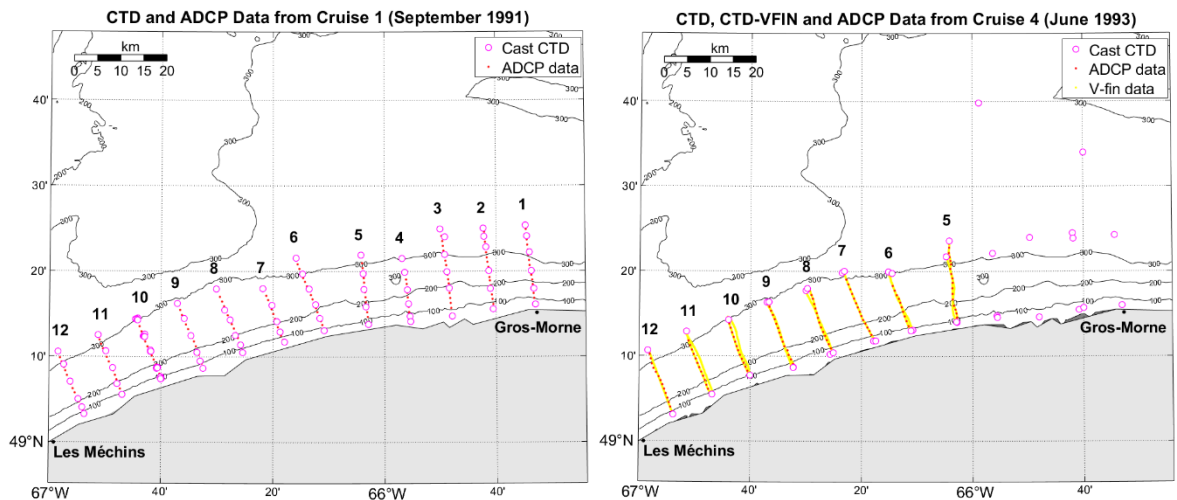


Figure 13 – Cruise 1 (September 1991) and Cruise 4 (June 1993): localization of the 12 transects of CTD casts, ADCP data and the 8 transects of CTD-VFIN.

2.3.2. Characterization of the frontal zone

Since CTD stations were not regularly spaced along each transect, salinity, temperature, and density were optimally-interpolated (Bretherton *et al.*, 1976) on a regularly-spaced 2-D (depth, distance) grid for each transect. The horizontal decorrelation scale was

chosen to be the average first baroclinic deformation radius, computed at each CTD station (Chelton *et al.*, 1998). The vertical decorrelation scale is chosen to be the smallest value of the vertical auto-correlation function zero-crossing for temperature, salinity, or density computed at each CTD station. Referring to instrumental error, the noise level is assumed to be $5 \cdot 10^{-3}$ °C for temperature and $5 \cdot 10^{-3}$ salinity unit (PSS-78) for salinity. As for the density, it is calculated and interpolated using temperature and salinity with TEOS-10 algorithms.

The position of the front is defined as the distance of the horizontal density gradient maximum absolute value, where density has been averaged over a 10 m depth from the sea surface (depths of 5 and 15 m were also tested yielding similar positions, see Fig. 14).

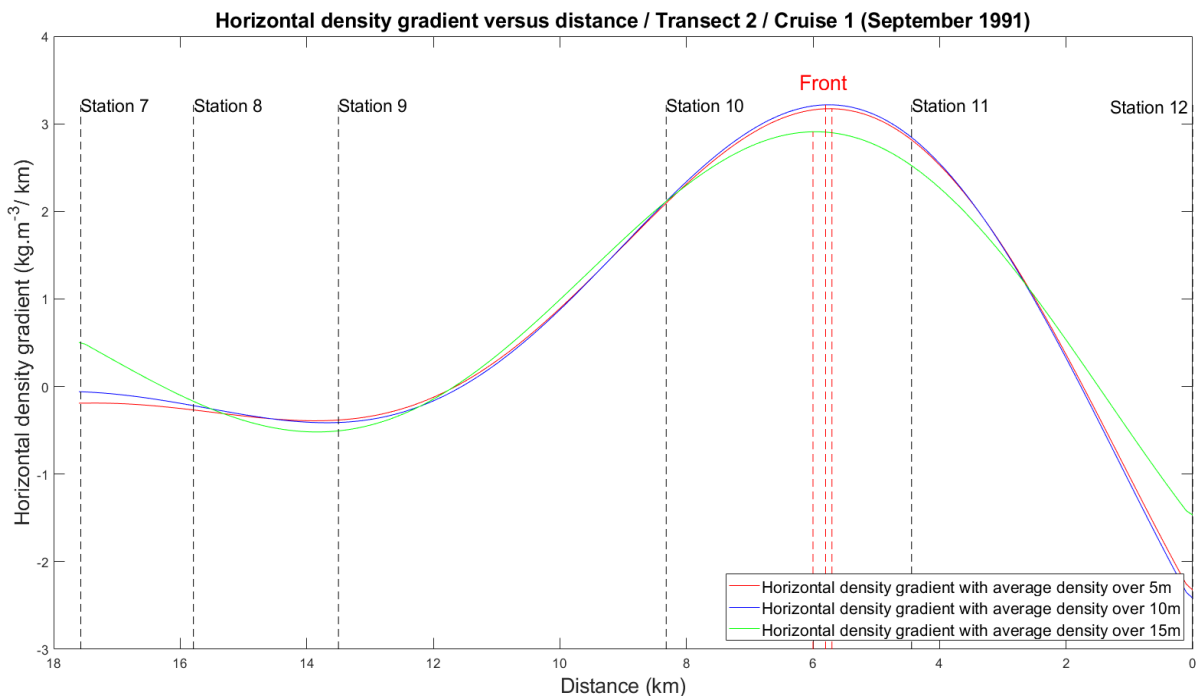


Figure 14 – Example of horizontal density gradient versus the distance along transect 2 of Cruise 1 (September 1991) to localize the Gaspé Current front (maximum absolute value of the gradient).

2.3.3. Analysis of water masses

The effects of upwellings and downwellings on the distribution of water masses across a density front are best visualized by estimating the percentages of different water masses

mixed together across the front. As many water masses as there are conserved properties measured can be determined. Gasparin *et al.* (2014) used the same method to determine and differentiate the water masses inside the Coral Sea. Here, we use conservation of temperature, salinity, and mass to determine the percentages of up to 3 water masses comprising each CTD measurement. Once the water masses have been defined, their percentages X_i ($i = 1, 2, 3$) can be computed for each data point lying in the "mixing triangle" (Fig. 15) by solving the linear system of equations:

$$T = T_1 \cdot X_1 + T_2 \cdot X_2 + T_3 \cdot X_3 \text{ (Conservation of temperature) ,} \quad (2.1)$$

$$S = S_1 \cdot X_1 + S_2 \cdot X_2 + S_3 \cdot X_3 \text{ (Conservation of salinity) ,} \quad (2.2)$$

$$1 = X_1 + X_2 + X_3 \text{ (Conservation of mass).} \quad (2.3)$$

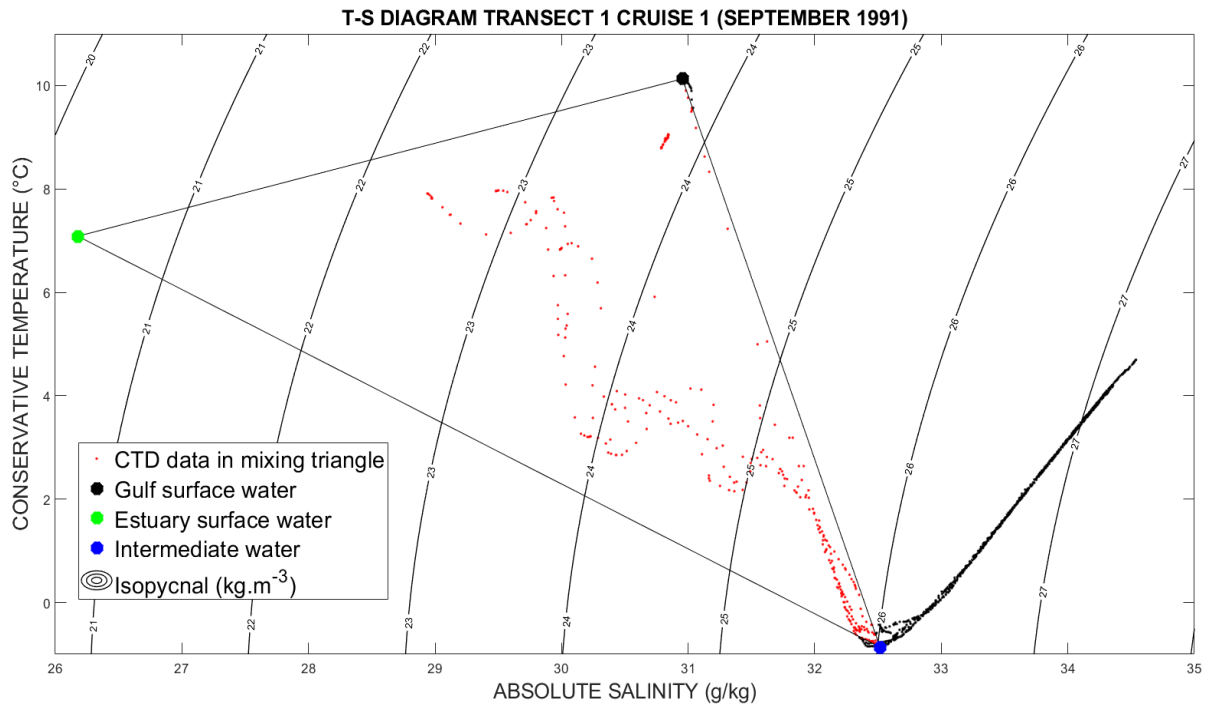


Figure 15 – Mixing triangle using three reference water masses to determine the percentage of each water mass for all CTD data contained in the mixing triangle (red dots).

The percentage of each water mass is then optimally-interpolated similarly to the CTD data.

2.3.4. Testing the hypotheses

i. Frontogenesis and frontolysis

The ω equation (2.1) is a 3D partial differential equation with boundary conditions developed by Hoskins *et al.* (1978). It is used to calculate vertical currents in the case of frontogenesis/frontolysis (Pinot *et al.*, 1996) with \mathbf{Q} (eq. 2.5) corresponding to the geostrophic forcing:

$$\nabla^2(N^2w) + f^2 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = 2\nabla \cdot \mathbf{Q}, \quad (2.4)$$

$$\mathbf{Q} = (Q_x, Q_y) = \frac{g}{\rho_0} \left(\frac{\partial \mathbf{u}_g}{\partial x} \cdot \nabla \rho, \frac{\partial \mathbf{u}_g}{\partial y} \cdot \nabla \rho \right), \quad (2.5)$$

where N is the frequency of Brunt–Väisälä, w the vertical currents, f the Coriolis parameter, \mathbf{u}_g the horizontal absolute geostrophic currents, ρ_0 the average density of the area and ρ the density. The ω equation has been generalized to account for ageostrophic forcing (Viúdez *et al.*, 1996; Giordani *et al.*, 2006). However, we will restrict our analysis to the first order geostrophic forcing \mathbf{Q} .

Here, the method to calculate vertical currents using the ω equation relies upon the work of Rudnick (1996) where he studied vertical currents of the Azores front. The first step is to remove all density overturns using a least squares method (Lawson and Hanson, 1974) and imposing a constraint ($\frac{\partial \rho}{\partial z} \leq 0$), since density overturns in the omega equation lead to aberrant values of w (vertical currents).

In a second step, Rudnick (1996) calculated absolute geostrophic currents using both relative geostrophic currents obtained with density data from CTD casts and horizontal velocities (u and v) from ADCP data (see Appendix B). To do so, he used a stream function $\Psi(x, y)$ and interpolated density and horizontal currents for each depth on a 2D grid (horizontal plane). In contrast, we use a 3D interpolation with a smoothness constraint (Nicholson, 2021), which approaches an optimal 3D interpolation and avoids a vertical decorrelation of interpolated data that can occur using Rudnick's method. Considering the

unstable behavior of the Gaspé Current, we only interpolate three consecutive CTD and ADCP transects in time and space (e.g., transects number 1,2,3, or 2,3,4) to perform this 3D interpolation. The values chosen for the smoothness parameter are 10^{-3} for CTD and 10^{-2} for ADCP data and reflect the accuracy of the measurements: the higher the noise, the higher the smoothness parameter should be.

We solve the ω equation using SOR (Successive Over Relaxation) method specifically the Jacobi relaxation method (Press *et al.*, 1992), which is particularly useful for speeding up calculation time. The boundary condition at the surface is $w = 0 \text{ m s}^{-1}$, but the lateral and bottom boundary conditions must be chosen arbitrarily. Following Rudnick (1996), we push the lateral and bottom boundaries far away from the region of interest (i.e. 10 km away in the north/south direction, 10 km away in the east/west direction, and 75 m away in the vertical) and use either $w = 0$ (Dirichlet) or $\frac{dw}{dn} = 0$ (Neumann, where n is the normal to the boundary), resulting in variations in the solution of less than 2 %. Differences between Dirichlet and Neumann boundary conditions are shown in Appendix C.

To verify the ω equation results accuracy and reliability, a test using the method described previously was performed on a Pacific Ocean front with known vertical currents taken from a numerical simulation (Sasaki, personal communication). The uncertainty of vertical currents is calculated by repeating 20 times the calculation of the ω equation with slightly modified horizontal velocities and density fields. These fields are modified by adding vertically non-correlated errors taken from a normal distribution with a standard deviation of $10^{-2} \text{ kg.m}^{-3}$ for density, and vertically correlated errors taken from a normal distribution with a standard deviation of $3.10^{-2} \text{ m s}^{-1}$ (for horizontal velocities), which represent bottom track errors. The standard deviation of the 20 repetitions of the vertical currents computations represents the uncertainty of the vertical currents. Most of the vertical currents had an uncertainty (σ_w) of one tenth of their value. If $\sigma_w \geq |w|$, the corresponding values are non-significant.

ii. Nonlinear Ekman transport

Vertical currents created by winds near the front can be calculated with the following equations, the nonlinear Ekman transport (eq. 2.6) and its horizontal divergence (eq. 2.7):

$$\vec{E} = \frac{\vec{\tau} \times \vec{k}}{\rho(f+\zeta)}, \quad (2.6)$$

$$w_E(0 \text{ m}) = -\vec{V} \cdot \vec{E}, \quad (2.7)$$

where ζ is the relative vorticity calculated with ADCP data ($\zeta \approx -\frac{du}{dy}$ neglecting the $\frac{dv}{dx}$ component), which includes geostrophic and ageostrophic motions (Duquette, 2021).

To test the nonlinear Ekman transport, wind velocity at 10 meters above the surface and Cd , the drag coefficient, are used to calculate wind stress. The drag coefficient also called a "friction coefficient", is the resistance that ocean waves exert on the atmosphere. It was calculated with a wave model as the ratio of the square of the friction velocity, to the square of the wind speed at a height of 10 meters above the surface (ERA 5). Wind stress is calculated by the following equations:

$$\tau_x = \rho_{air} \cdot Cd \cdot |\vec{u}| \cdot u_x, \quad (2.8)$$

$$\tau_y = \rho_{air} \cdot Cd \cdot |\vec{u}| \cdot u_y. \quad (2.9)$$

To obtain the boundary condition at the surface for the ω equation, we decompose the vertical velocities into an Ekman (w_E) and a geostrophic (w_g) components:

$$w(0 \text{ m}) = w_E(0 \text{ m}) + w_g(0 \text{ m}) = 0, \quad (2.10)$$

which yields the boundary condition for the geostrophic vertical velocity of the ω equation:

$$w_g(0 \text{ m}) = -w_E(0 \text{ m}) = \vec{V} \cdot \vec{E}. \quad (2.11)$$

Variations of w_g between the surface and 2 meters are neglected because absolute geostrophic currents are calculated from 2 meters below the surface (shallowest density data).

The uncertainty of the resulting vertical currents is estimated in the same way as for the frontolysis and frontogenesis hypothesis.

2.4. RESULTS

2.4.1. Variability of the Gaspé front

Figure 16 shows the positions of the front along each transect of each cruise, overlaid on an SST satellite imagery averaged over a week during the period of each cruise. Near-surface ADCP currents and ERA 5 winds are also indicated.

The most notable result is that the front moves significantly from one cruise to the next. Its position cannot be predicted without in-situ data because of its complex dynamics: it is a buoyancy-driven coastal jet with baroclinic instabilities leading to meandering (Sheng, 2001). Indeed, the general shape of the Gaspé Current front looks like a wavelike motion due to the presence of meanders (Tang, 1980b). The front position could not be detected for some transects due to an increasing horizontal density gradient offshore without a local maximum. Furthermore, the front position can vary over time scales ranging from a few hours to several days, as shown for Transect 10 of the first cruise which was repeated six times over two days (Figs. 17 and 18).

SST averaged data confirm that temperature is not the main parameter that defines the Gaspé front (Fig. 16, Cruise 4), which is mostly a salinity front (Benoit *et al.*, 1985) and a minimum surface temperature is not always observed near the front (e.g., transect 8 of Cruise 1), contrary to what has been reported by the model of Tang and his observations (Tang, 1982, 1983). Furthermore, no matter the month, the front retains a wavelike shape (Fig. 16).

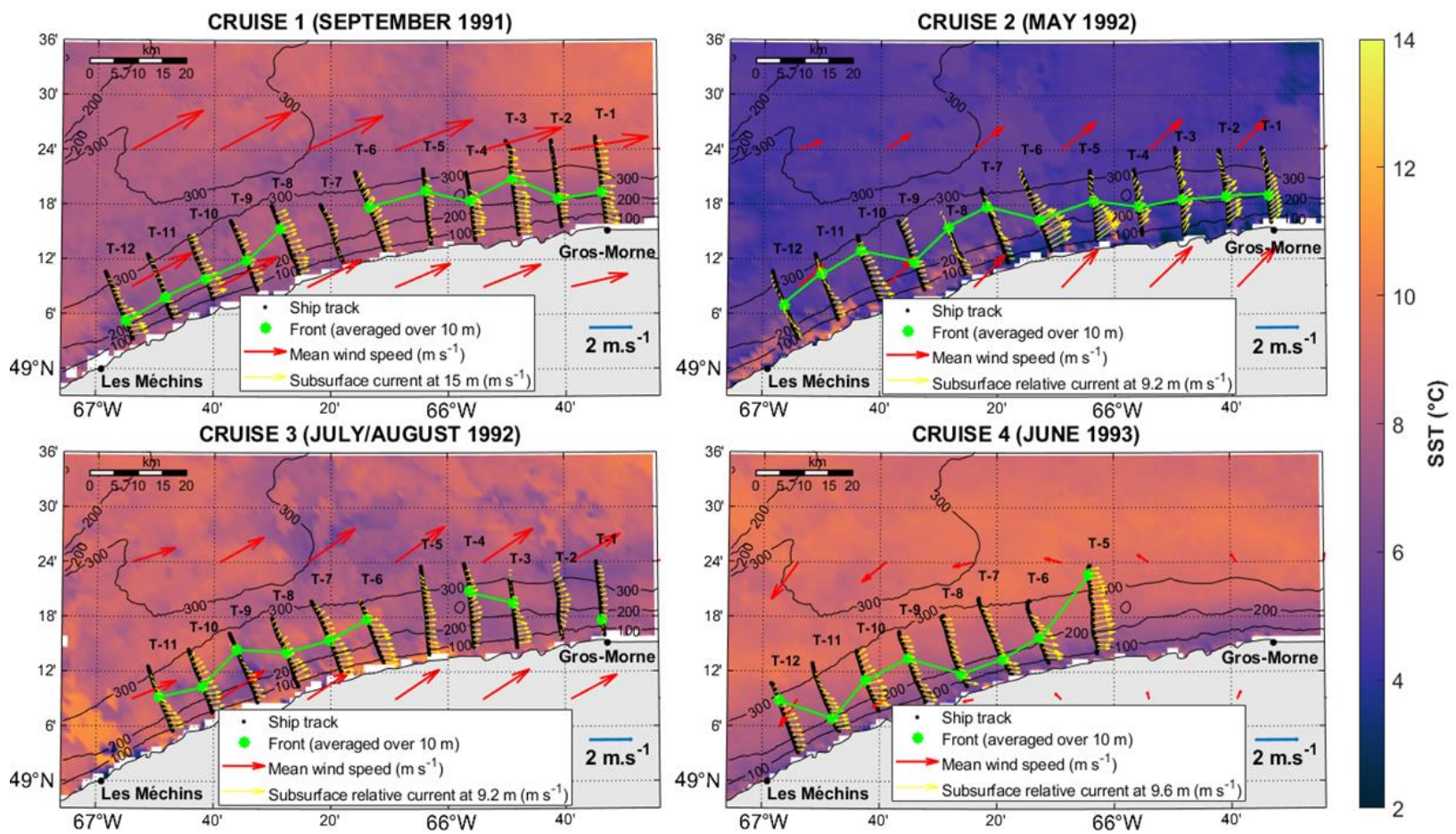


Figure 16 – Maps representing the front position for all cruises with SST (°C) data, average wind speed, and subsurface currents (Cruise 1) or subsurface currents relative to the deepest measured currents (Cruises 2,3,4).

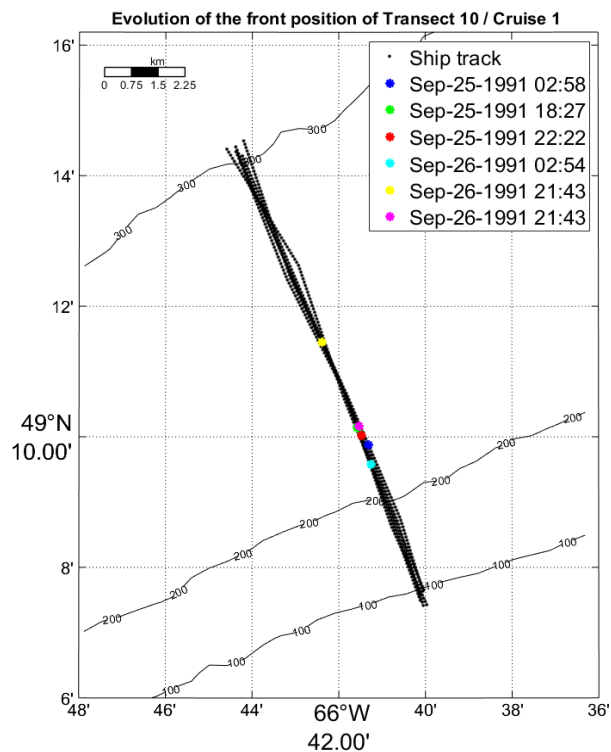


Figure 17 – Temporal variability of the front position during repetitions of CTD casts of transect 10 of Cruise 1 (September 1991).

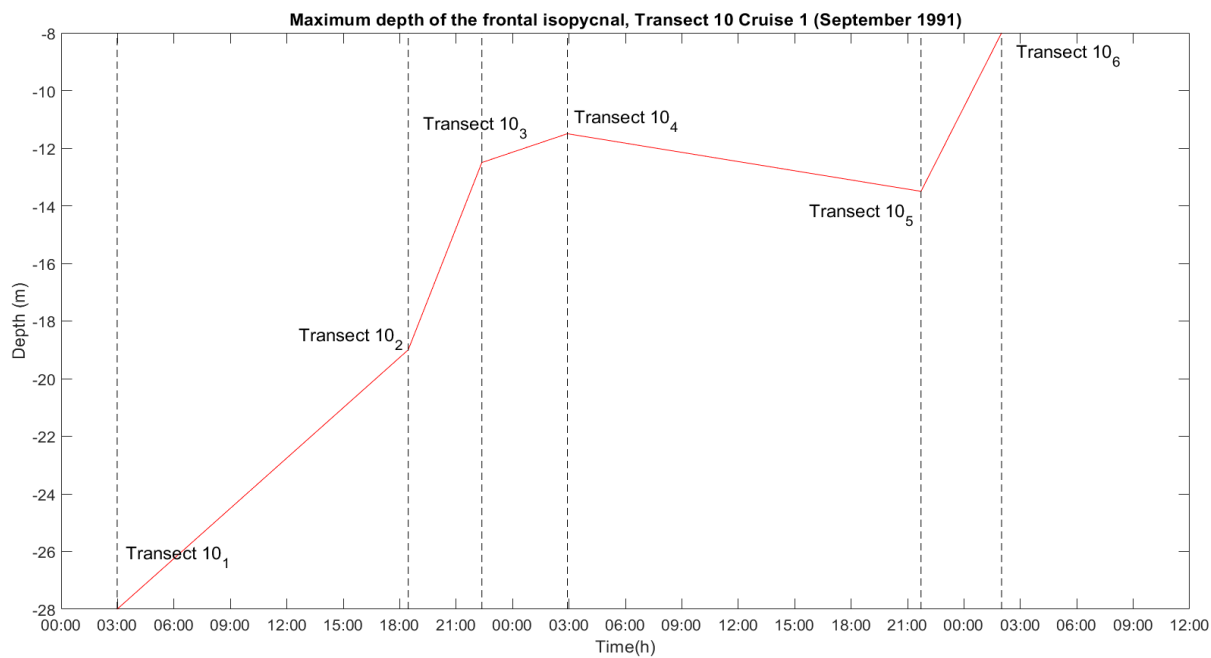


Figure 18 – Temporal variability of the maximum depth of the frontal isopycnal during repetitions of CTD casts of transect 10 / Cruise 1 (September 1991).

The repetitions of transect 10 show the spatial and temporal variability of the Gaspé front. In 48 hours, the maximum depth of the frontal isopycnal shallowed from 28 m to 8 m below the water surface (Fig. 18), and its horizontal position moved relative to the coast. The most pronounced movement occurred between the fourth and fifth repetition of the transect when the Gaspé Current and its front moved offshore (about 3 km in 18 hours and 50 minutes), then moved inshore between the fifth and sixth repetition (about 2.25 km in 4 hours and 30 minutes). These horizontal and vertical variabilities over a short period (2 days) characterize the unstable behavior of the Gaspé Current.

2.4.2. Detection of upwellings and downwellings

Water masses analyses were performed to detect occurrences of upwellings and downwellings near the Gaspé front. T-S diagrams of the different cruises showed the presence of 4 water masses (Fig. 19): (i) The estuary surface water (the least salty water mass) whose source is the St. Lawrence River upstream, (ii) the St. Lawrence Gulf surface water (the saltiest of the surface waters) which is composed of surface Atlantic waters coming from Belle-Isle and Cabot Straits, (iii) the intermediate cold water (the coldest water mass), which is created in winter and lies between the surface and the bottom water masses in spring and summer and (iv) the bottom water (the densest water mass) which is composed of deep Atlantic waters coming from Cabot Strait (Saucier *et al.*, 2003).

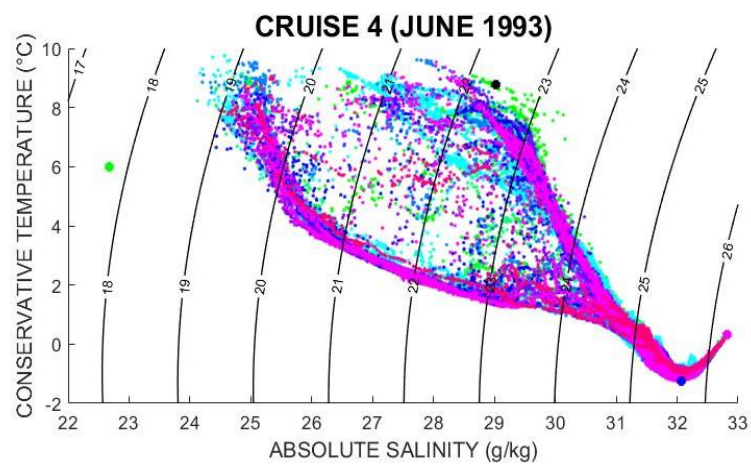
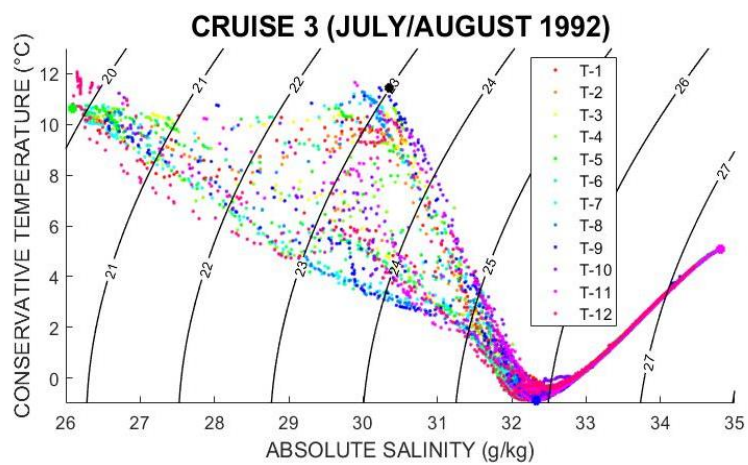
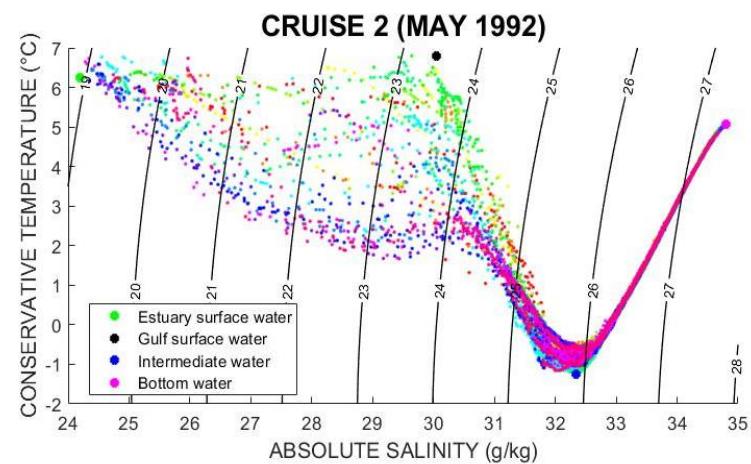
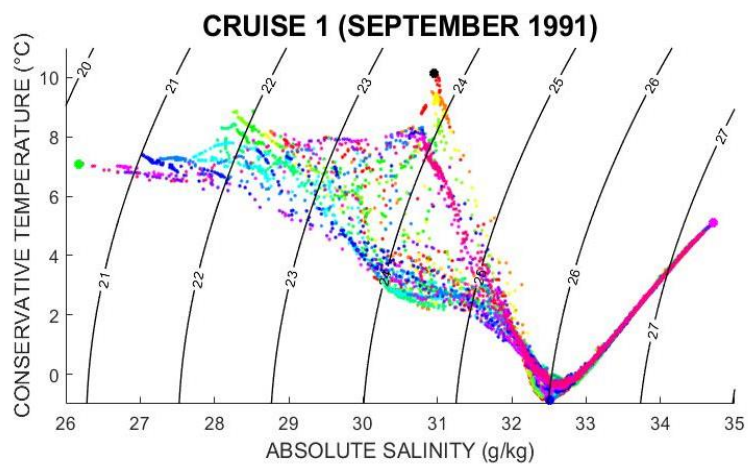


Figure 19 – T-S diagrams of all four cruises using the 12 transects of CTD casts (Cruises 1, 2, 3) and CTD-Vfin (Cruise 4) with the reference water masses.

For Cruise 4, the choice of the reference values for the estuary surface water is performed by determining the intersection of the average temperature of the estuary surface water (6°C , Fig. 16) during the period of the cruise and the tangent to the mixing line between the intermediate cold water and the freshest surface waters evident in the T-S diagram (Fig. 21).

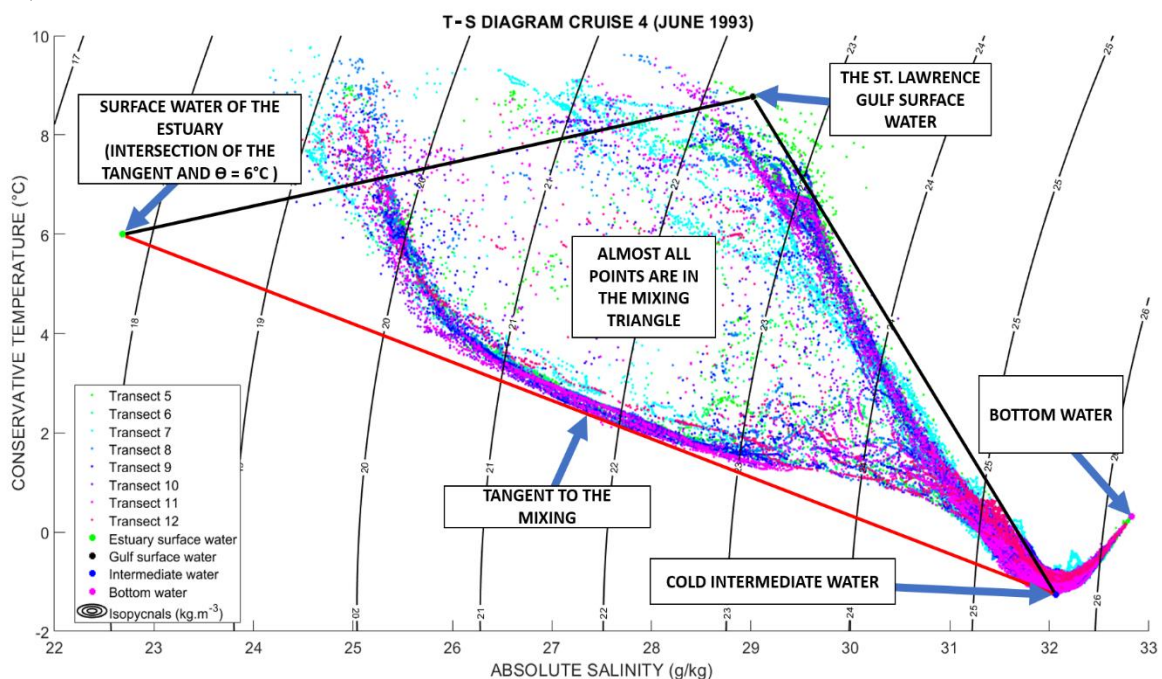


Figure 20 – Determination of the estuary surface water for Cruise 4 (June 1993).

Mixing occurs between the surface waters of the estuary and Gulf of St. Lawrence and the intermediate cold water for all cruises (Fig. 19). This phenomenon is particularly visible for the 4th cruise (June 1993, Fig. 20), presenting the most substantial mixing between the intermediate and surface estuary waters. It is the month when the estuary flow reaches its maximum with 0.03 Sv (Koutitonsky and Bugden, 1991).

To detect occurrences of upwellings and downwellings near the Gaspé front, transects of water masses percentages and temperature (taken as a tracer) inside the water column are shown in Figs. 21, 22, 23, and 24.

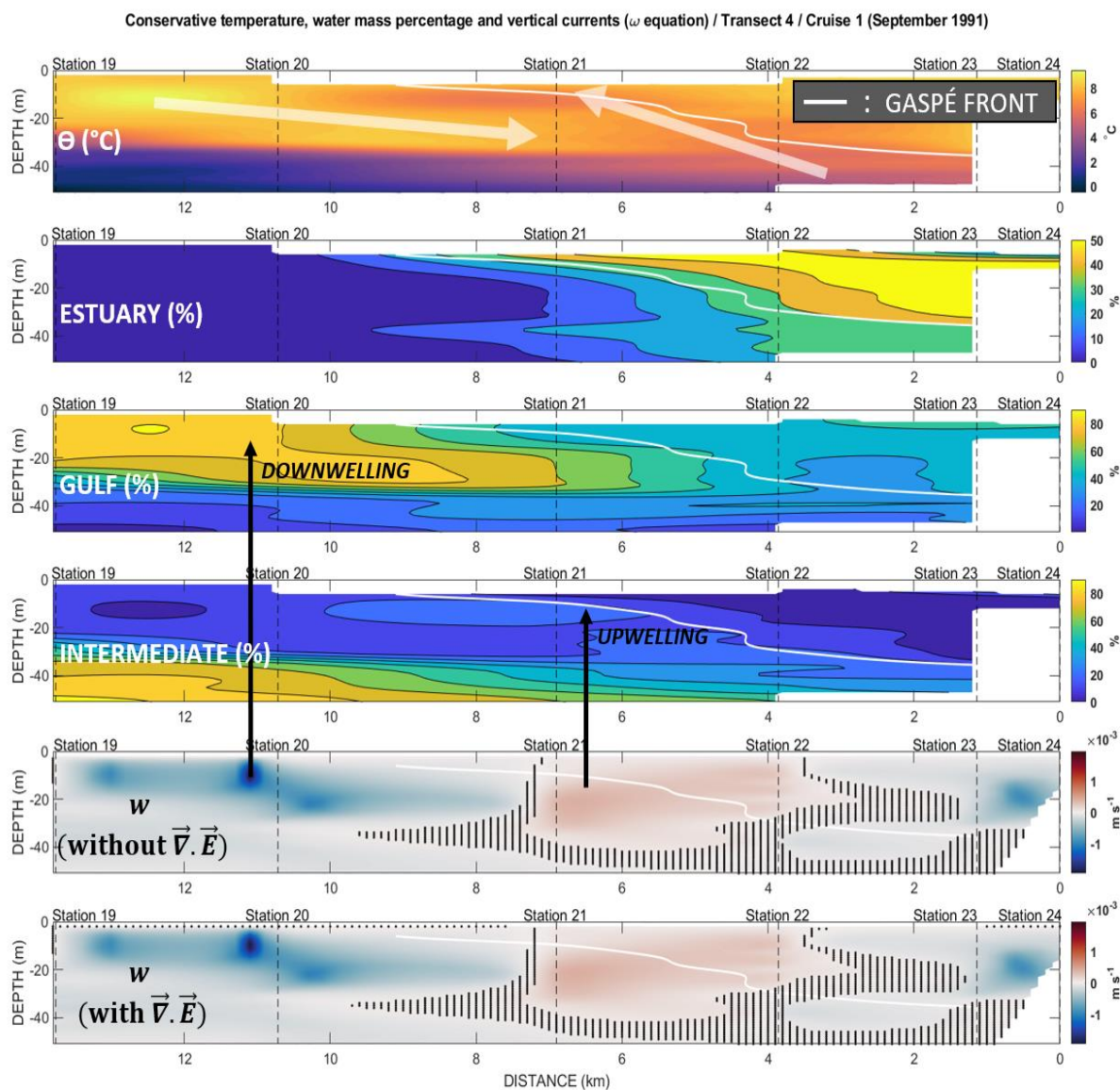


Figure 21 – Transects of conservative temperature, each water masses percentage and vertical currents (m s^{-1}) calculated with the ω equation (without and with the Ekman surface boundary condition) for transect 4 of Cruise 1 (September 1991). Black hatchings represent the values where $\sigma_w \geq |w|$. Distance increases offshore from the station closest to shore.

The distribution of water masses in Fig.21 shows a downwelling of the warm (9°C) St. Lawrence Gulf's surface water offshore of the Gaspé front, and an upwelling of the intermediate cold water under the front, causing a surface temperature minimum (6°C) at the

edge of the front. Below the front (around 40 meters depth), the estuary water is horizontally expelled offshore.

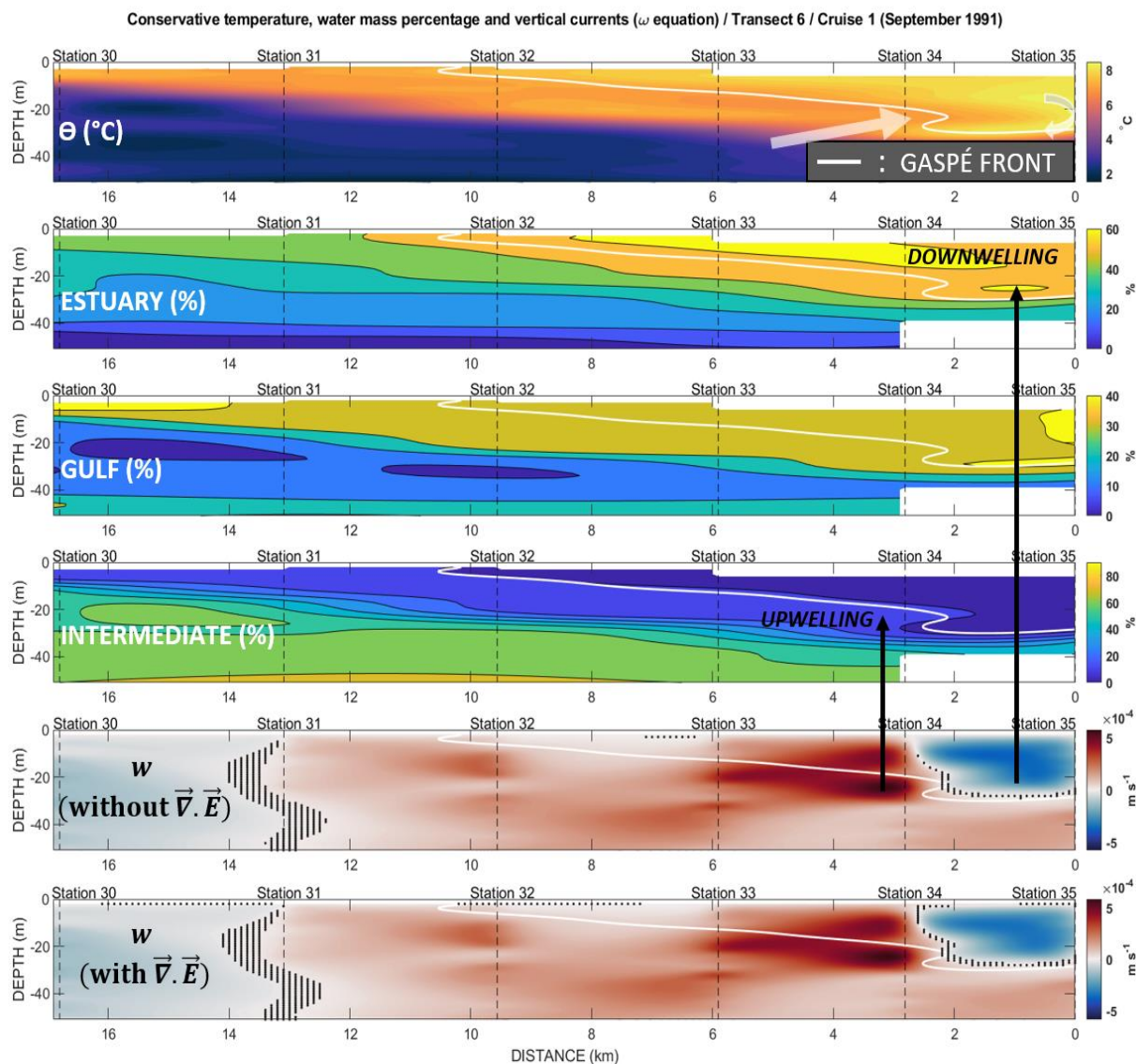


Figure 22 – Transects of conservative temperature, each water masses percentage and vertical currents (m s^{-1}) calculated with the ω equation (without and with the Ekman surface boundary condition) for transect 6 of Cruise 1 (September 1991).

In Fig. 22, the distribution of water masses shows a downwelling of the surface estuary water occurring inside the Gaspé Current, and an upwelling of the cold intermediate water crossing the front (around 20 meters depth). Mixing between the three waters masses takes

place in the Gaspé Current explaining the high concentration (30%) of St. Lawrence Gulf's surface water there. However, a downwelling of the St. Lawrence Gulf's surface water offshore the Gaspé Current is not observed in this configuration.

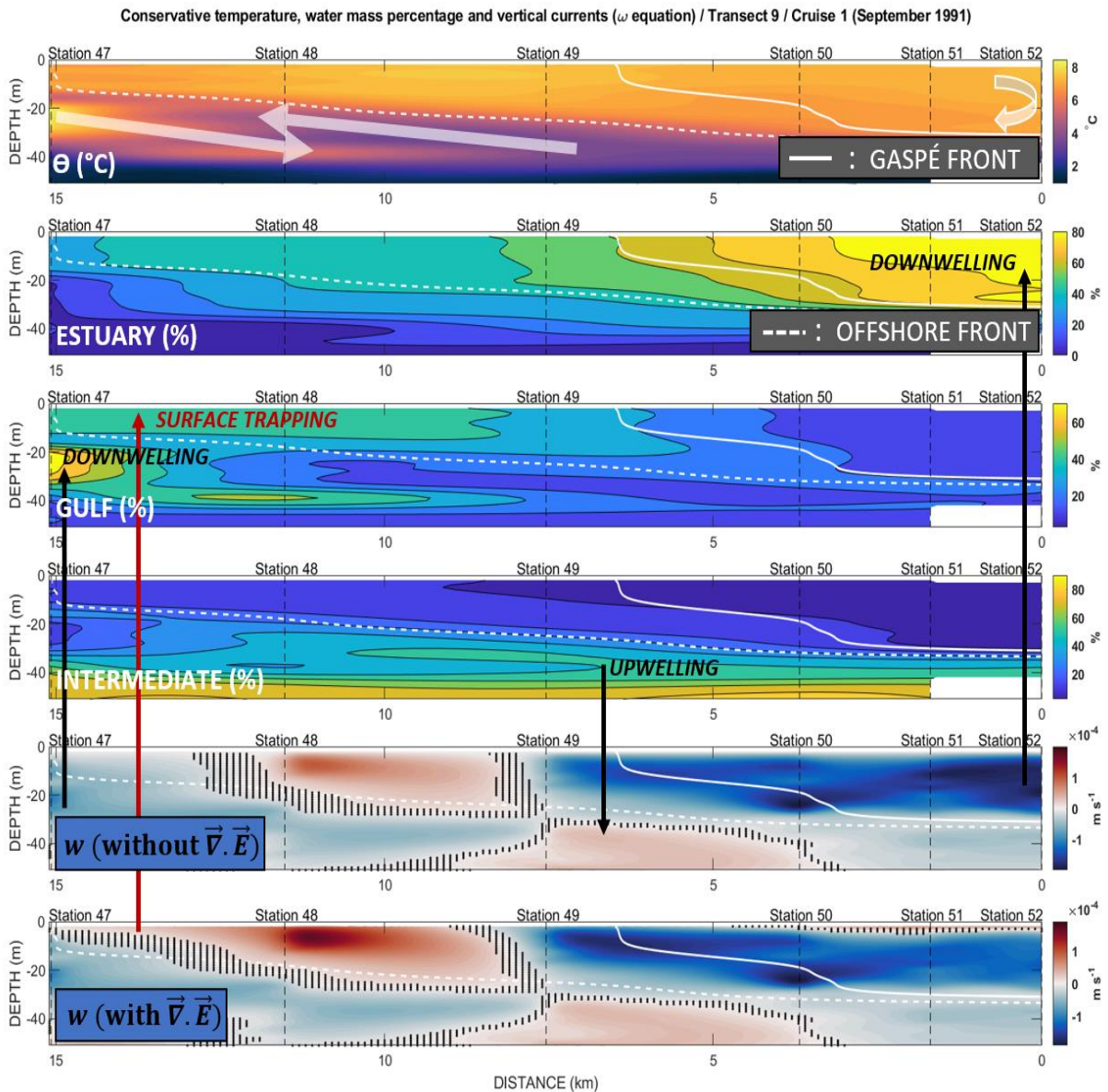


Figure 23 – Transects of conservative temperature, each water masses percentage and vertical currents (m s^{-1}) calculated with the ω equation (without and with the Ekman surface boundary condition) for transect 9 of Cruise 1 (September 1991).

Configuration of water masses is more complex in Fig. 23. The distribution of water masses shows a downwelling of the St. Lawrence Gulf's surface water offshore the Gaspé Current front (local maximum horizontal density gradient) and under the offshore front (maximum horizontal density gradient). This downwelling occurs below 20 meters depth. An upwelling of the intermediate water takes place under the Gaspé Current front. Another downwelling of the surface estuary water occurs inside the Gaspé Current.

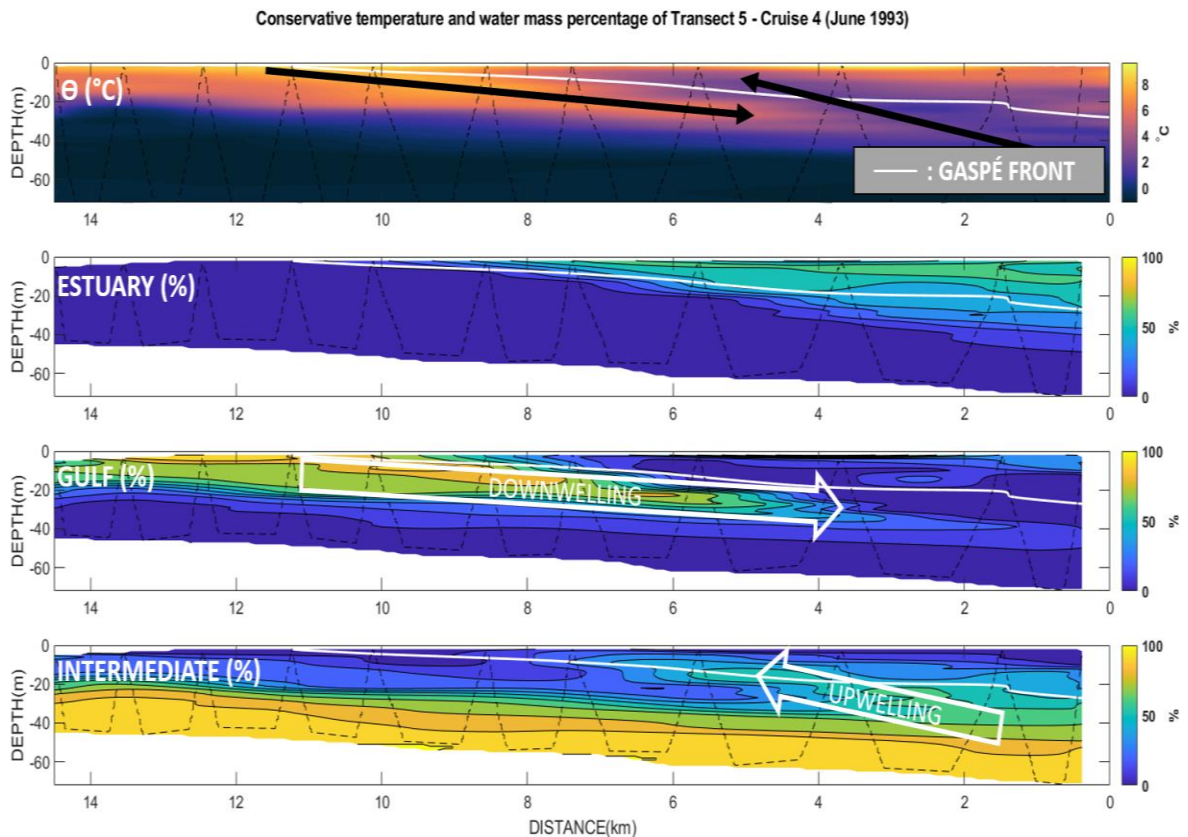


Figure 24 – Temperature transects and each water masses percentage for transect 5 of Cruise 4 (June 1993).

An even more striking similar configuration is shown in Fig. 24 from a CTD-Vfin transect with a better horizontal resolution and a better view of the patchiness. This time, however, a downwelling composed of the warm (8°C) St. Lawrence Gulf's surface water takes place under the front, and an upwelling composed of the intermediate cold (2°C) water crosses the front, enters in the Gaspé Current and ascends to the surface along the front.

Observations of upwellings for all transects of all cruises are summarized in Table 1. Even if their presence is predominant (a percentage superior or equal to 75 % of the total number of transects) for all four cruises, they are not a permanent feature over the entire length of the Gaspé Current front.

Table 1 – Number of transects with upwelling for all the cruises.

CRUISE	TOTAL NUMBER OF TRANSECTS	WITH UPWELLING NEAR THE FRONT	WITHOUT UPWELLING	RATIO (WITH UPWELLING / TOTAL)
CRUISE 1 (SEPTEMBER 1991)	12	9	3	0.75
CRUISE 2 (MAY 1992)	12	9	3	0.75
CRUISE 3 (JULY/AUGUST 1992)	11	9	2	0.82
CRUISE 4 (JUNE 1993)	14 (with repetition of some transects)	12	2	0.86

2.4.3. Generation mechanisms for upwellings and downwellings

i. Frontogenesis and frontolysis

Vertical currents obtained with the ω equation are shown in Figs. 21, 22, and 23.

Some transects like transect 4 of Cruise 1 (Fig. 21) show an upwelling under the front (high percentage of intermediate water mass) but only partially matched with vertical

currents calculated with the ω equation. It partially matches here because even if the vertical currents representing the upwelling don't reach the depth of the intermediate cold waters, the downwelling offshore the front is particularly visible. This corresponds to the phenomenon of frontogenesis (strengthening of the front).

Transect 6 (Fig. 22) of Cruise 1 is particularly interesting as it displays the presence of a strong downwelling of the estuary surface waters occurring inside the Gaspé Current with a velocity approaching $-3.10 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ (the minimum value of the transect) and an upwelling of the intermediate cold water occurring under the front and crossing this one with a velocity approaching $6.10 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ (the maximum value of the transect). This phenomenon is visible in the intermediate water mass percentage, with an overturn occurring where the upwelling crosses the front. This is the manifestation of a frontolysis case (weakening of the front).

Transect 9 (Fig. 23) of Cruise 1 is more complex showing two fronts. One local front corresponds to the Gaspé Current front (a local maximum of density gradient) and one offshore front (corresponding to the maximum value of the density gradient which is positioned the most offshore). The transect displays the presence of two downwellings: one with the Gulf surface waters occurring under the offshore front with a vertical velocity approaching $-1 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ and another one occurring inside the Gaspé Current with the estuary surface waters and a vertical velocity approaching $-1.5 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$. An upwelling of the intermediate waters occurs below the Gaspé front with a velocity approaching $0.5 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$. As for transect 6, this is the manifestation of a frontolysis case.

Quantitatively, frontogenesis and frontolysis match with the formation of upwellings and downwellings near the Gaspé Current front for all transects but one of Cruise 1 showing upwellings or downwellings (see Table 2, the first and last transect can not be tested due to the required interpolation of 3 consecutive transects in time and space, see section 2.3.4).

Table 2 – Frontogenesis/frontolysis mechanism observed for all transects tested with the ω equation.

CRUISE 1 (SEPTEMBER 1991)	WITH UPWELLING OR DOWNWELLING	FRONTOGENESIS /FRONTOLYSIS
Transect 2	X	
Transect 3	X	X
Transect 4	X	X
Transect 5	X	X
Transect 6	X	X
Transect 7		
Transect 8		
Transect 9	X	X
Transect 10	X	X
Transect 11	X	X

ii. *Nonlinear Ekman transport*

Vertical currents calculated with the ω equation, and the surface boundary conditions associated with the nonlinear Ekman transport (Eq. 2.11) are also shown in Figs. 21, 22, and 23.

For transects 4 and 6 of Cruise 1 (Figs. 21 and 22), the effect of nonlinear Ekman transport is negligible compared to the frontolysis and frontogenesis mechanism, due to the fact that the southerly winds (Fig. 25) do not affect the formation of upwellings and downwellings near the front.

However, the nonlinear Ekman pumping can become significant near the surface (Fig. 23) when westerly or easterly winds occur like during transect 9 of Cruise 1 when winds were westerly (Fig. 25). A surface trapping (created by winds) is formed near the surface (10 first meters offshore of the Gaspé Current front) and affects the water column's composition. A part of the Gulf water mass downwelled offshore is retained at the surface near the edge of the offshore front, which explains this high percentage (40%). Without the divergence of the nonlinear Ekman transport, a downwelling would be diagnosed from the ω equation. Overall, for all transects of Cruise 1, winds can not explain upwellings and downwellings formation at the depth of the cold intermediate water mass.

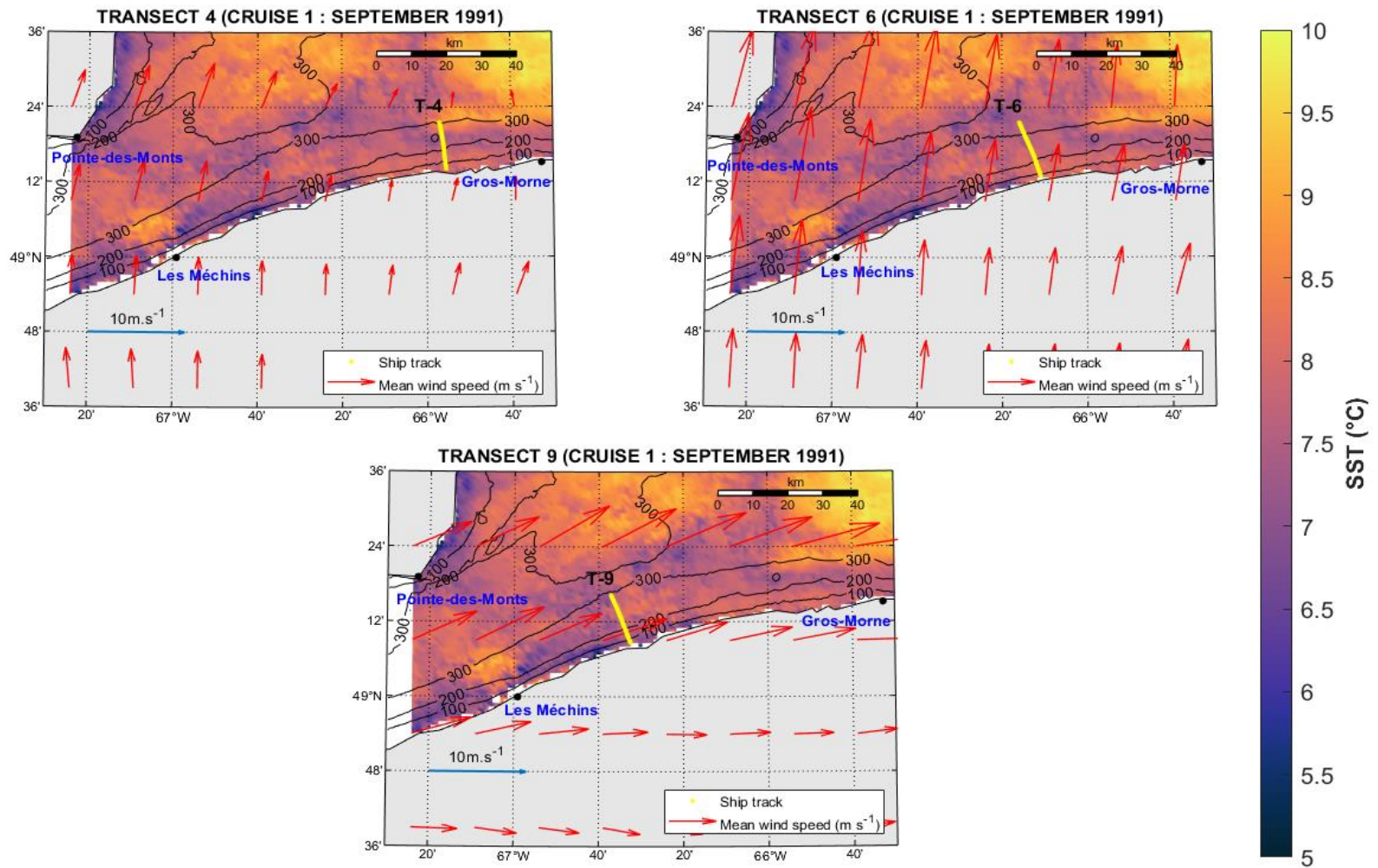


Figure 25 – Winds during the transects 4, 6 and 9 of Cruise 1 with cruise-averaged SST (°C) in September 1991.

2.5. DISCUSSION

Upwellings and downwellings near the Gaspé front were first investigated by Tang (1982) who proposed a model based on the interfacial Ekman transport. His model predicts a permanent downwelling under the front in the interfacial Ekman layer and a permanent upwelling in the «Stewartson layer» offshore the front.

Even though observations consistent with the model of Tang (1982) were obtained for one transect during Cruise 1 (transect 12 not shown), it was a marginal event. Most of the observations acquired between 1991 and 1993 show that upwellings and downwellings are not permanent and that upwellings are not always located offshore the front.

Levasseur *et al.* (1992) studied primary productivity near the Gaspé Current front and cited the interfacial Ekman transport of Tang (1982) to explain the formation of upwellings near the front. However, their CTD data (taken in June 1986) show that the temperature minimum near the surface appears inside the Gaspé Current, not offshore the front, similar to some of our transects (e.g. Fig. 22).

Considering the discrepancies between the model proposed by Tang (1982) and observations, we have investigated whether upwellings and downwellings could be caused by more classical mechanisms such as nonlinear Ekman transport (Stern, 1965) and frontogenesis/frontolysis (Hoskins and Bretherton, 1972). Unfortunately, it was only possible to test these mechanisms for Cruise 1 since we could not obtain reliable ADCP currents for the other cruises due to the lack of bottom tracking and inaccurate GPS data.

The frontogenesis/frontolysis hypothesis appears to be at work for 70 % of the transects (without counting the first and last transects) of Cruise 1. This mechanism is illustrated in Fig. 26. For the other 30 %, three hypotheses can be made: (i) another mechanism generates upwellings and downwellings, (ii) the trace of a high percentage of the intermediate water near the front may be the manifestation of an ancient upwelling, or (iii) interpolation of three

consecutive transects not sampled closely enough in time and space leads to biased results due to the fast-evolving Gaspé Current dynamics. Indeed, repetitions of transect 10 of Cruise 1 showed that short events can occur and move the front relative to the coast.

Concerning Ekman pumping, using ERA 5 data showed that nonlinear Ekman transport is not the key mechanism that causes deep upwellings of the intermediate waters and deep downwellings of the Gulf of St. Lawrence surface waters near the front during September 1991. However, the low resolution of winds data ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$ grid) may underestimate the contribution of nonlinear Ekman transport to vertical motions. Nevertheless, with these data, results showed that for shallow waters, upwellings and downwellings could be the result of westerly or easterly winds (e.g. Fig. 23). Moreover, winds could have an indirect effect on vertical motions caused by frontogenesis and frontolysis, since wind pulses could help trigger instabilities of the Gaspé Current (Mertz *et al.*, 1988).

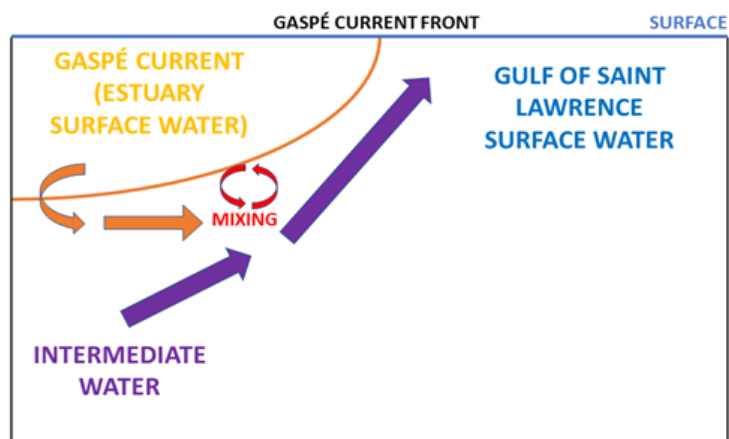
According to Benoit *et al.* (1985), considering a seasonal cycle, the significant change in salinity occurs from the end of June to November with an increase in salinity due to the decrease of the flow of less saline waters from the estuary. Being controlled by this salinity front (Benoit *et al.*, 1985), the estuary flow variation affects the Gaspé Current dynamics. A strong flow in May and June with a peak of 0.03 Sv (Koutitonsky and Bugden, 1991) will increase the vertical shears and could be favorable to the formation of baroclinic instabilities (Mertz *et al.*, 1988; Sheng, 2001), leading to the variation of the Gaspé Current general shape as shown in Fig. 16. However, even if the flow's intensity starts decreasing at the end of June, the results also show that in September 1991 and July/August 1992, the front retains a wavelike shape. Mertz *et al.* (1988) has also observed meanders even when the estuary runoff is only 60% of its maximum spring value.

Although we could only test the frontogenesis/frontolysis and nonlinear Ekman pumping mechanisms for Cruise 1, the same mechanisms could explain observations made during the other cruises. For example, winds were weakest during Cruise 4 (June 1993) and June is the month with the fastest estuary waters flow (0.03 Sv). This strong flow will tend

to increase the vertical shear at the bottom of the front and promote the formation of meanders, which will finally lead to frontogenesis and frontolysis.

Our results are consistent with Levasseur *et al.* (1992) conclusion concerning upwellings and downwellings near the front of the Gaspé Current: they are sporadic. They depend on the favorable conditions leading to frontogenesis or frontolysis. Such vertical currents depending on frontal instabilities have been studied on multiple locations like the Azores front by Rudnick (1996) or in the Mississippi by Kobashi and Hetland (2020). Other studies of vertical motions near more significant currents like the Gulf Stream or the subpolar front of the East Sea of Japan have been realized by Thomas *et al.* (2010a, 2010b). The key to diagnose these vertical currents is to sample data with high spatial and temporal resolution due to the fast spatio-temporal variations of these instabilities.

FRONTOLYSIS CASE



FRONTOGENESIS CASE

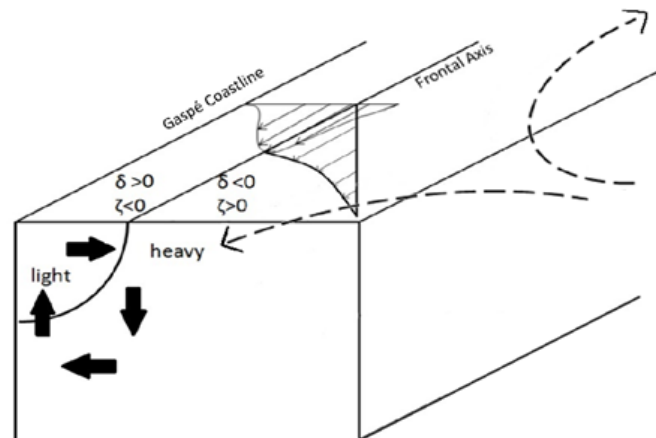
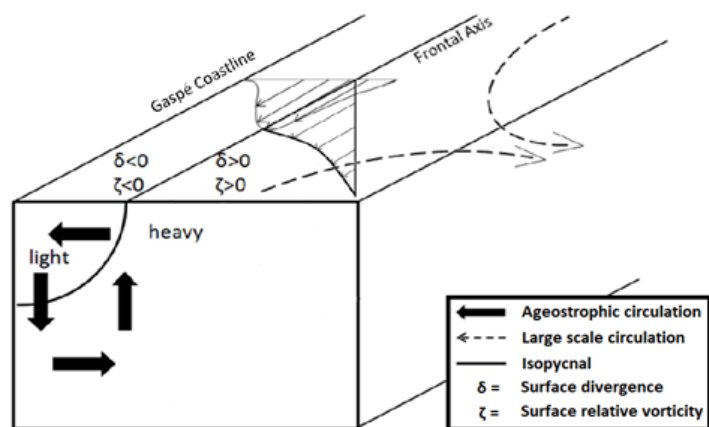
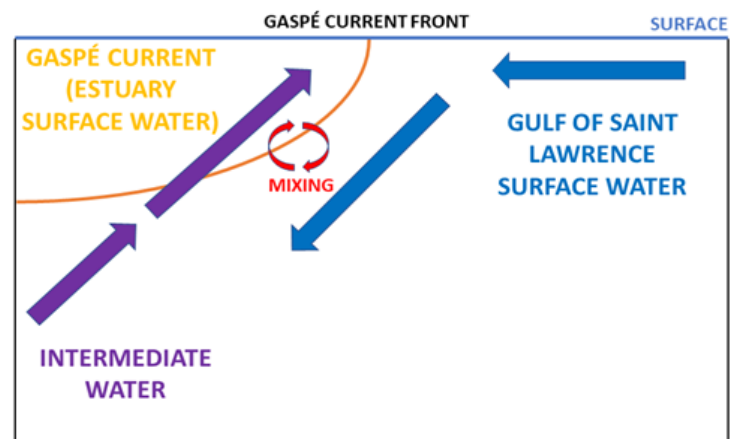


Figure 26 – Schematic of frontolysis (left) and frontogenesis (right) leading to the creation of upwellings and downwellings on the edge of the Gaspé Current.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Le courant de Gaspé est un courant présentant une dynamique complexe dépendant des saisons et développant des méandres au niveau du front ce qui lui donne une forme ondulatoire. Il présente un front de salinité séparant les eaux de l'estuaire des eaux du Golfe du Saint-Laurent. Des remontées et des plongées d'eaux ont été observées proche de ce front. Leur existence a été le sujet de plusieurs publications depuis 40 ans. Leur formation a d'abord été expliquée dans un premier temps par un mécanisme proposé par Tang en 1982 : le transport d'Ekman interfacial. Cependant les observations réalisées sur des données collectées entre 1991 et 1993 tendent à montrer que ce modèle est marginal pour expliquer la formation de l'ensemble de ces courants verticaux. Il n'existe pas de mécanisme permanent générant une remontée d'eau au large du front et une plongée d'eau sous le front du courant de Gaspé.

Des hypothèses plus classiques prenant en compte l'effet des vents et de la déformation du front du courant de Gaspé par des méandres ont été testées via l'équation ω . Il s'agit respectivement du transport d'Ekman non-linéaire et de la frontogenèse/frontolyse.

Les résultats ont montré que durant la mission réalisée en septembre 1991, une majorité des remontées et plongées d'eaux proches du front auraient pu être causées par la frontogenèse et la frontolyse. Cependant, une forte concentration d'eau provenant de la couche intermédiaire froide et proche du front ne signifie pas qu'une remontée d'eau est active : il peut s'agir de la trace d'une ancienne remontée d'eau créée en amont du courant et advectée vers l'est.

Concernant l'effet des vents sur les processus de formation des remontées et plongées d'eaux, les vents d'est et d'ouest peuvent avoir un impact sur la formation de ces courants

verticaux pour les premiers mètres de la colonne d'eau. En revanche, l'effet de ces vents n'explique pas les remontées d'eaux de la couche intermédiaire froide plus profonde.

Ainsi, les résultats tendent à montrer que les courants verticaux frontaux dépendent des méandres développés le long du front du courant de Gaspé qui permettent la mise en place de la frontogenèse ou de la frontolyse. Cette hypothèse est renforcée par l'intensité accrue de remontées et de plongées d'eaux en juin 1993. Même si les hypothèses n'ont pas pu être testées pour cette mission (données GPS biaisées pour les courants mesurés avec l'ADCP), il s'agit de la période où le débit de l'estuaire est le plus fort, renforçant ainsi le cisaillement vertical en bordure du courant de Gaspé et favorisant la formation d'instabilités.

L'ensemble de ses observations tend à démontrer que les remontées d'eaux en bordure du courant de Gaspé sont sporadiques et dépendent des conditions favorables à la mise en place d'instabilités permettant le développement de la frontogenèse et de la frontolyse. Une haute résolution spatiale et temporelle est donc nécessaire pour étudier cette classe de courants verticaux dépendant d'instabilités.

Même si les résultats ont permis de mieux comprendre la dynamique du courant de Gaspé, de nouvelles missions ayant une meilleure résolution spatiale (CTD-Vfin au lieu de casts CTD) et temporelle (répétitions de transects en bordure du front) permettraient de mieux aborder ces processus de frontogenèse et de frontolyse. L'installation de radars haute-fréquence en Gaspésie entre les Méchins et Gros-Morne permettrait aussi de détecter en continu l'apparition de remontées et plongées d'eaux via la divergence des courants de surface (Chavanne *et al.*, 2010). De nouvelles missions en bordure du courant de Gaspé donneraient l'occasion d'associer aux données de CTD et d'ADCP des données de fluorimètre permettant de mesurer la concentration de chlorophylle a dans la colonne d'eau. Ces données permettraient ainsi d'entamer des études évaluant les impacts de ces remontées et plongées d'eaux sporadiques sur l'écosystème et la chaîne trophique locale afin de mieux appréhender les conséquences que celles-ci pourraient avoir sur la pêche locale gaspésienne.

APPENDIX A

During Cruise 4 in June 1993, a CTD V-fin was towed behind the ship, profiling the water column in a V-shape pattern, and providing a much higher horizontal resolution than that obtained with the standard CTD casts of the other cruises. An example of the percentage of intermediate water is shown in Fig. 27a revealing, in particular, some upwelling across the front within the first 8 kms of the transect.

To check whether this upwelling would have been observed using standard CTD casts, synthetic CTD data were obtained by interpolating the high-resolution optimally interpolated CTD data from the V-fin onto synthetic CTD casts having the average separation distance of the casts of the 3 other cruises. The synthetic CTD casts were then used to determine the percentage of the reference water masses, which were then optimally interpolated (Fig. 27b). Although some small-scale features are missing, the upwelling in the first 8 kms of the transect is still observed, confirming that the CTD casts sampling of the first 3 cruises can resolve the horizontal and vertical processes within the Gaspé Current.

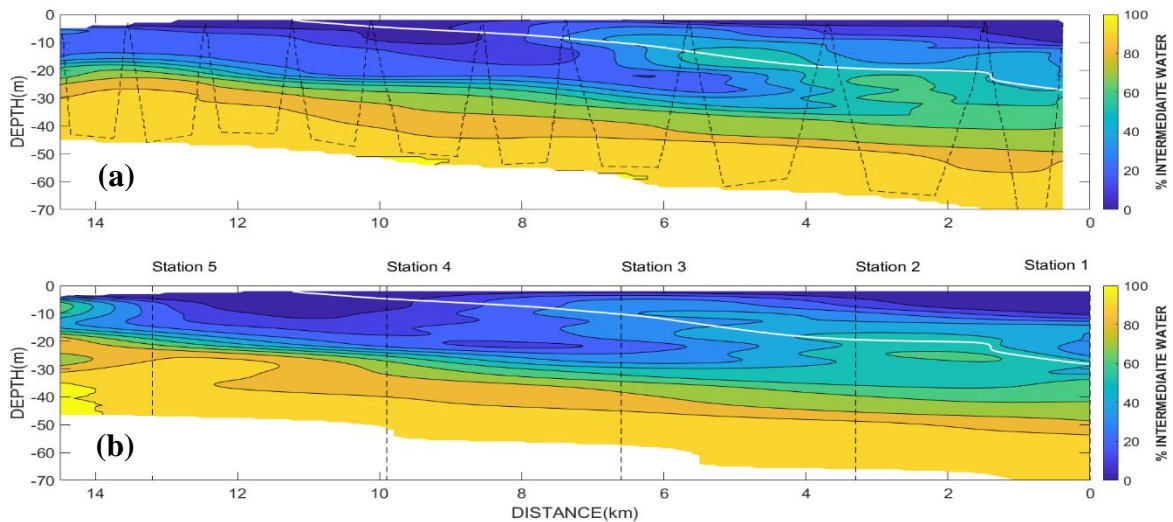


Figure 27 – (a) Example of a complete CTD-VFIN intermediate layer percentage transect versus (b) downsampled data (Transect 5, Cruise 4).

APPENDIX B

Absolute geostrophic currents (Figs 28a, 28b, 29b) are calculated using Rudnick (1996) method by using a stream function $\Psi(x,y)$ and interpolated density and horizontal currents for each depth on a 2D grid (horizontal plane). They are shown on a horizontal (Fig. 28) and vertical plane (Fig.29). Absolute geostrophic currents are compared to ADCP currents (Figs 28a, 28b, 29a). As expected, the fronts correspond to the near-surface maximum values of the along-shore geostrophic currents (Fig. 29b).

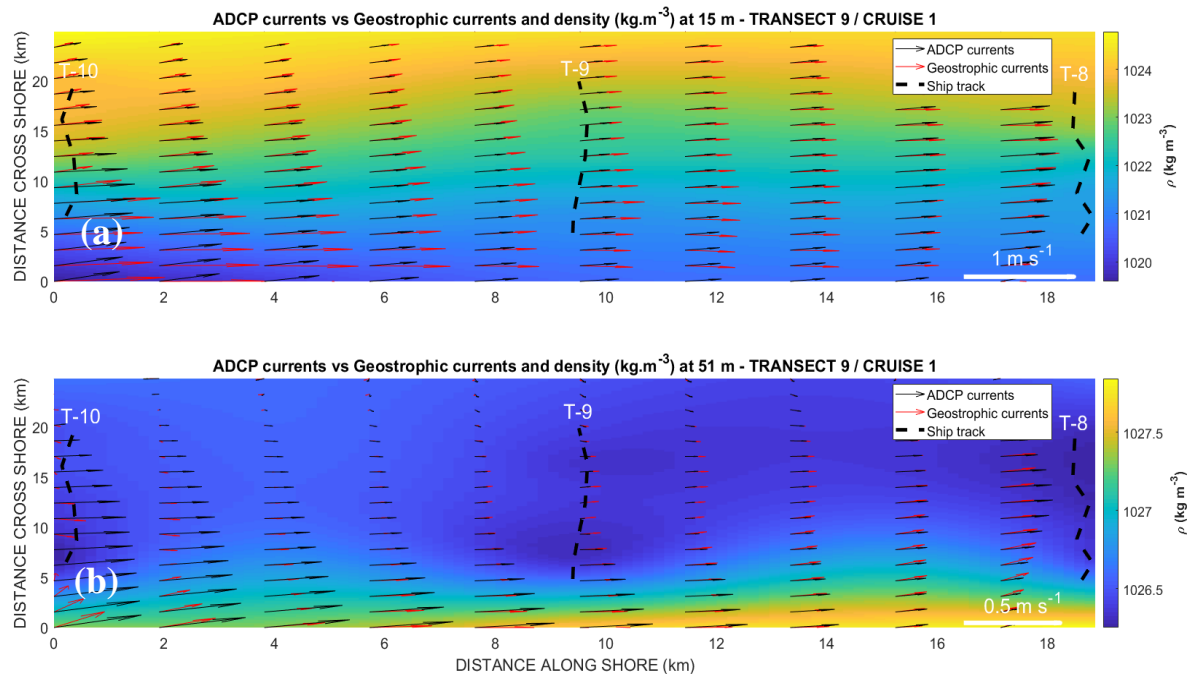


Figure 28 – ADCP data (black arrows) vs absolute geostrophic currents (red arrows) on a horizontal plane at (a) 15 m and (b) 51 m. Color maps represent the density of the area.

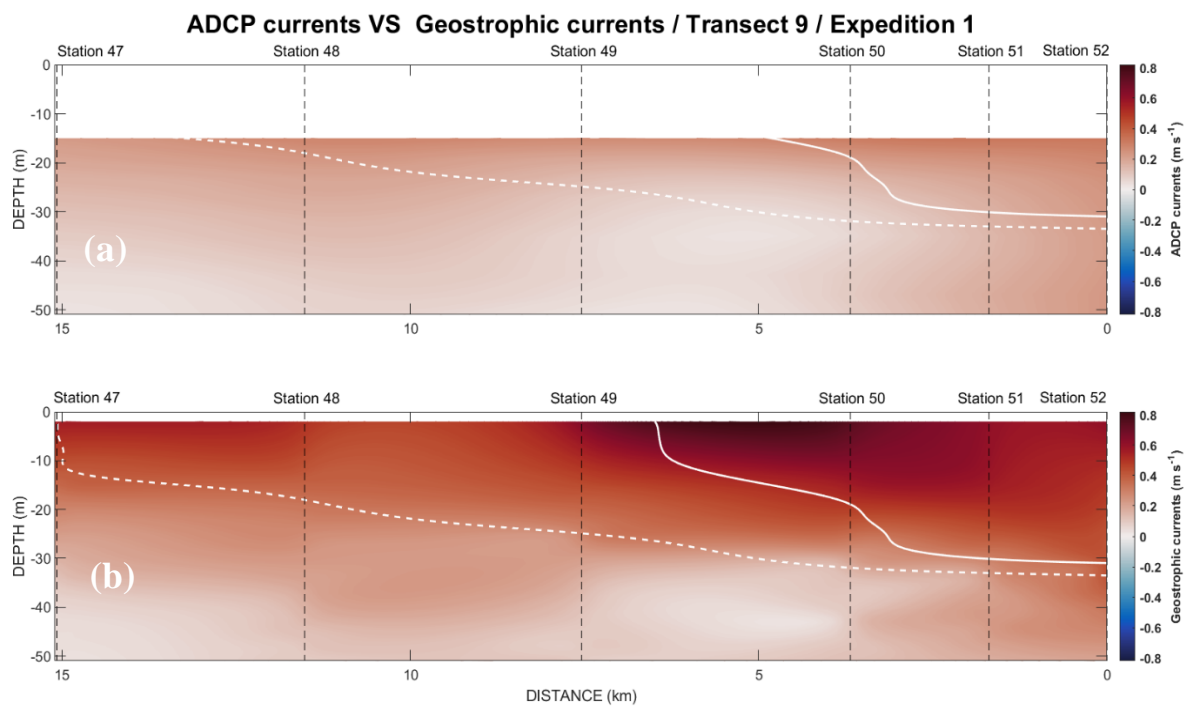


Figure 29 – (a) ADCP vs (b) absolute geostrophic along-shore currents on a vertical plane for Transect 9 of Cruise 1 (September 1991). Dashed white line represents the offshore front, and white line represents the Gaspé Current front.

APPENDIX C

Vertical currents diagnosed with the ω equation are obtained using (a) Dirichlet or (b) Neumann boundary conditions for transect 9 of Cruise 1. Their differences are shown in panel c. The root mean square of the differences is less than 2 % of the root mean square of w .

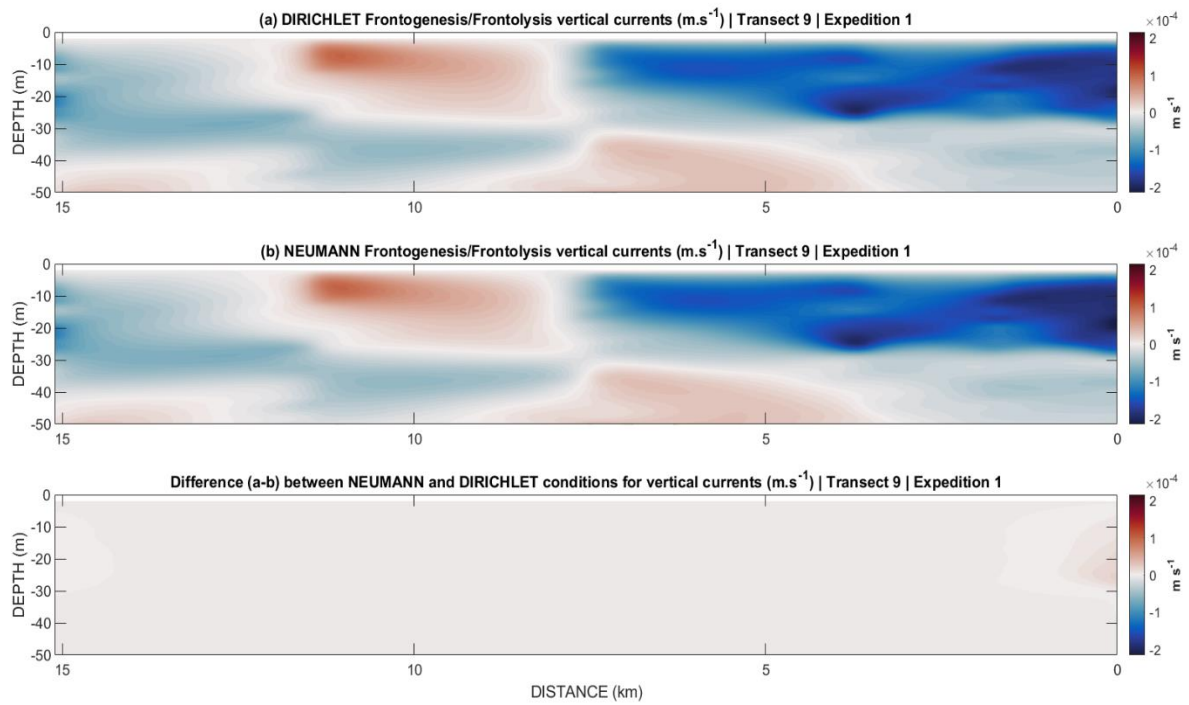


Figure 30 – Vertical currents calculated with (a) Dirichlet boundary conditions, (b) Neumann boundary conditions and (c) their differences.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Adrados, C., Girard, I., Gendner, J. P., and Janeau, G. (2002). “Global positioning system (GPS) location accuracy improvement due to selective availability removal.” *Comptes Rendus Biologies*, 325(2), 165-170.
- Benoit, J., El-Sabh, M. I., and Tang, C. L. (1985). “Structure and seasonal characteristics of the Gaspé Current.” *Journal of Geophysical Research*, 90 (C2), 3225-3236.
- Bertrand, A., Lengaigne, M., Takahashi, K., Avadí, A., Poulain, F. and Harrod, C. (2020). “El Niño Southern Oscillation (ENSO) effects on fisheries and aquaculture.” *Fisheries and Aquaculture Technical Paper*, 660, FAO, Rome, 264 p.
- Bretherton, F. P., Davis, R. E. and Fandry, C. B. (1976). “A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73.” *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, Elsevier, 23, 559-582.
- Chavanne, C., Flament, P. and Gurgel, K. W. (2010). “Interactions between a Submesoscale Anticyclonic Vortex and a Front.” *Journal of Physical Oceanography*, 40, 1802-1818.
- Chelton, D. B., DeSzoeke, R. A., Schlax, M. G., El Naggar, K., and Siwertz, N. (1998). “Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation.” *Journal of Physical Oceanography*, 28(3), 433-460.
- Duquette, K. (2021). “Asymétrie du transport d'Ekman d'un jet océanique forcé par le vent. ” *Mémoire*. Rimouski, Québec, Université du Québec à Rimouski, Institut des sciences de la mer, 46 p.

- El-Sabh, M. I. (1976). "Surface circulation pattern in the Gulf of St. Lawrence." *Journal of the Fisheries Research Board of Canada*, 33, 124-138.
- Espinoza-Morriberón, D., Echevin, V., Colas, F., Tam, J., Ledesma, J., Vásquez, L., and Graco, M. (2017). "Impacts of El Niño events on the Peruvian upwelling system productivity." *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(7), 5423-5444.
- Farquharson, W. I. (1962). "Tides, tidal streams and currents in the gulf of St. Lawrence", *Canadian Hydrographic Service*, 76 p.
- Fieux, M. and Andrié, C. (2010). "L'océan planétaire" *Les presses de l'Ecole Nationale Supérieure de Techniques Avancées*, 2nd edition, Paris, 421 p.
- Gasparin, F., Maes, C., Sudre, J., Garçon, V., and Ganachaud, A. (2014). "Water mass analysis of the Coral Sea through an Optimum Multiparameter method." *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(10), 7229-7244.
- Giordani, H., Prieur, L., and Caniaux, G. (2006). "Advanced insights into sources of vertical velocity in the ocean." *Ocean Dynamics*, 56(5-6), 513-524.
- Hoskins, B. J., and Bretherton, F. P. (1972). "Atmospheric frontogenesis models: Mathematical formulation and solution." *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29(1), 11-37.
- Hoskins, B. J., Draghici, I., and Davies, H. C. (1978). "A new look at the ω -equation." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 104(439), 31-38.
- Kämpf, J., and Chapman, P. (2016). "Upwelling systems of the world" *Springer International Publishing Switzerland*, 433 p.
- Kobashi, D., and Hetland, R. (2020). "Reproducibility and variability of submesoscale frontal eddies on a broad, low-energy shelf of freshwater influence." *Ocean Dynamics*, 70(11), 1377-1395.

- Koutitonsky, V. G., and G. L. Bugden (1991). "The physical oceanography of the Gulf of St. Lawrence: A review with emphasis on the synoptic variability of the motion." *Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences*, 113, 57–90.
- Larouche, P. (1993). "Profils de salinité et de température recueillis dans le courant de Gaspé. Volume 1: Septembre 1991." *Rapport statistique canadien sur l'hydrographie et les sciences océaniques*, 119: v + 119p.
- Larouche, P. (1993). "Profils de salinité et de température recueillis dans le courant de Gaspé. Volume 2: Mai 1992." *Rapport statistique canadien sur l'hydrographie et les sciences océaniques*, 119: v + 134p.
- Larouche, P. (1993). "Profils de salinité et de température recueillis dans le courant de Gaspé. Volume 3: Août 1992." *Rapport statistique canadien sur l'hydrographie et les sciences océaniques*, 119: v + 96 p.
- Larouche, P. (1993). "Profils de salinité et de température recueillis dans le courant de Gaspé. Volume 4: Juin 1993." *Rapport statistique canadien sur l'hydrographie et les sciences océaniques*, 119: v + 46p.
- Larouche, P. (1996). "Observation of the Gaspé Current using ERS-1 SAR." *Journal Canadien de Télédétection*, 22, 420-427.
- Lawson, C. L., and Hanson, R. J. (1974). "Solving least squares problems." *Prentice Hall*, Englewood Cliffs, New Jersey, 23, p. 158-173.
- Levasseur, M., Fortier, L., Therriault, J. C., and Harrison, P. J. (1992). "Phytoplankton dynamics in a coastal jet frontal region." *Marine Ecology Progress Series*, 86, 283-283.
- McDougall, T. J., and Barker, P. M. (2011). "Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) oceanographic toolbox." *SCOR/IAPSO Working Group*, 127, 1-28.
- McWilliams, J. C., Colas, F., and Molemaker, M. J. (2009). "Cold filamentary intensification and oceanic surface convergence lines." *Geophysical Research Letters*, 36 (18), 5 p.

- Mertz, G., El-Sabh, M. I., Proulx, D., and Condal, A. R. (1988). "Instability of a buoyancy-driven coastal jet: The Gaspé Current and its St. Lawrence precursor." *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 93 (C6), 6885-6893.
- Mertz, G., Koutitonsky, V. G. and Gratton, Y. (1991). "On the seasonal cycle of the Gaspé Current." *Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences*, 113, 149-152.
- Mertz, G., Koutitonsky, V.G., Gratton, Y., and El-Sabh, M.I. (1992). "Wind-induced eddy motion in the lower St. Lawrence estuary." *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 34 (6), 543-556.
- Nicholson, J. (2021). "regularizeNd" *MATLAB Central File Exchange*, version 2.4.0, available from <https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/61436-regularizend>.
- Pauly, D. and Christensen, V. (1995). "Primary production required to sustain global fisheries." *Nature*, 374, 255-257.
- Pinot, J. M., Tintoré, J., and Wang, D. P. (1996). "A study of the omega equation for diagnosing vertical motions at ocean fronts." *Journal of marine research*, 54 (2), 239-259.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Flannery, B. P., and Vetterling, W. T. (1992). "Numerical recipes in Fortran 77: the art of scientific computing, volume 1 of Fortran numerical recipes." *Cambridge university press*, Cambridge, England, 973 p.
- Rudnick, D. L. (1996). "Intensive surveys of the Azores Front: 2. Inferring the geostrophic and vertical velocity fields." *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101 (C7), 16291-16303.
- Saucier, F. J., Roy, F., Gilbert, D., Pellerin, P., and Ritchie, H. (2003). "Modeling the formation and circulation processes of water masses and sea ice in the Gulf of St. Lawrence" *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Canada, 108 (C8).

- Saucier, F.J. and Chassé, J. (2000). “Tidal circulation and buoyancy effects in the St. Lawrence Estuary.” *Atmosphere-Ocean*, 38, 505-555
- Sea-Bird Scientific (2017). “Software Manual Seasoft V2: SBE Data Processing.” Version 7.26.8, 177 p.
- Sheng, J. (2001). “Dynamics of a Buoyancy-Driven Coastal Jet: The Gaspé Current.” *Journal of Physical Oceanography*, 31 (11), 3146-3162.
- Stern, M. E. (1965). “Interaction of a uniform wind stress with a geostrophic vortex.” *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, Elsevier, 12 (3), 355-367.
- Tang, C. L. (1980a). “Mixing and circulation in the northwestern Gulf of St. Lawrence: A study of a buoyancy-driven current system.” *Journal of Geophysical Research*, 85 (C5), 2787– 2796.
- Tang, C.L. (1980b). “Observation of Wavelike Motion of the Gaspe Current.” *Journal of Physical Oceanography*, 10, 853–860.
- Tang, C.L. (1982). “A Model for Frontal Upwelling” *Hydrodynamics of Semienclosed Seas*, Nihoul, J., Ed., Elsevier, 329–348.
- Tang, C.L. (1983). “Cross-Front Mixing and Frontal Upwelling in a Controlled Quasi-Permanent Density Front in the Gulf of St. Lawrence.” *Journal of Physical Oceanography*, 13, 1468–1481.
- Thomas, L. N., and Joyce, T. M. (2010a). “Subduction on the northern and southern flanks of the Gulf Stream.” *Journal of physical oceanography*, 40(2), 429-438.
- Thomas, L. N., Lee, C. M., and Yoshikawa, Y. (2010b). “The subpolar front of the Japan/East Sea. Part II: Inverse method for determining the frontal vertical circulation.” *Journal of physical oceanography*, 40(1), 3-25.

Trujillo, A. P., and Thurman, H. V. (2016). “Essentials of oceanography.” *Pearson*, 12th edition, Boston, USA, 624 p.

Viúdez, Á., Tintoré, J., and Haney, R. L. (1996). “About the nature of the generalized omega equation.” *Journal of the atmospheric sciences*, 53(5), 787-795.