

Thèse de doctorat
Spécialité : Océanographie Physique

présentée par

Gildas Cambon

**Etude numérique de la mer d'Iroise :
Dynamique, Variabilité du front d'Ouessant
et Evaluation des échanges cross-frontaux**

soutenue le 9 avril 2008 devant le jury composé de :

Alain Colin de Verdière	Président	LPO, Brest
Florent Lyard	Rapporteur	LEGOS, Toulouse
Yves Morel	Rapporteur	SHOM, Toulouse
Eric Desmond Barton	Examineur	CSIC-IIM, Vigo
Sabrina Speich	Responsable Scientifique	LPO, Brest
Laurent Memery	Directeur de thèse	LEMAR, Brest

Thèse réalisée au sein du Laboratoire de Physique des Océans
UMR n° 6523 CNRS-IFREMER-IRD-UBO

Remerciements

Je tiens à remercier la Région Bretagne, qui a financé cette thèse intégralement ainsi que Xavier Carton et Alain Colin de Verdière pour leur accueil au LPO. Je remercie également Laurent Memery d'avoir été mon directeur de thèse durant ces trois années.

Mes remerciements vont ensuite naturellement à Sabrina Speich qui a assuré l'encadrement scientifique de la thèse, je la remercie aussi pour sa bonne humeur, son dynamisme ainsi que pour la confiance et les encouragements qu'elle m'a toujours portés, même dans les moments difficiles.

Je tiens à remercier sincèrement Patrick Marchesiello pour l'encadrement scientifique qu'il a mené lors de la première partie de ma thèse, en m'accueillant au centre IRD de Brest. Merci pour ton aide, tes explications, notamment avec ROMS, tes conseils avisés et enfin tes nombreux encouragements.

Je remercie les membres de mon jury, Alain Colin de Verdière et Des Barton pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail ainsi que les rapporteurs, Yves Morel et Florent Lyard, pour la lecture approfondie de mon manuscrit et leurs commentaires détaillés.

Au centre IRD, je remercie Claude Roy qui a permis mon accueil dans les meilleures conditions, ainsi que Daniel Corre et Michel L'Hostis, au service informatique, pour leur disponibilité et gentillesse. Je profite également de ces lignes pour adresser un clin d'oeil amical à Gaby et Kolo, compagnons de thèse à l'IRD ainsi qu'à Philippe Estrade et Olivier Aumont, pour les discussions en tous genres, qu'elles furent scientifiques ou autres!

La seconde partie de ma thèse s'est déroulée à la fac, au LPO/UBO, je tiens à remercier Gilberte pour le fonctionnement, Laurent, Patrice, Tristan pour l'info, Pierre pour l'impression finale. Merci à Guillaume Rouillet pour les conseils et explications (au tableau veleda!), à Louis Marié, à Bernard Le Cann, à Nicolas Grima (pour les répétitions!). Merci à Bruno Blanke pour sa disponibilité et son aide lors des travaux avec ARIANE. Merci à Alain Colin de Verdière pour les discussions et conseils scientifiques, pour l'intérêt porté à mon sujet et pour m'avoir soutenu et encouragé, notamment dans les moments de doutes.

Un merci tout particulier à Steven Herbette et Stephanie Louazel pour la relecture de mon manuscrit entre décembre 2007 et janvier 2008, merci encore!

Merci à Yves Du Penhoat pour le temps qu'il m'a accordé pour finir le manuscrit et pour préparer la soutenance.

Je tiens à remercier du fond du coeur mes potes, qui m'ont toujours soutenu, qui m'ont fait relativiser et avec qui j'ai partagé tant de bons moments! : merci Lolo, merci les potes de l'Aber Wrach' : Nico, Karol, SoFi, Big Mat, merci à ces deux vieux potes d'enfance : Yann et Jeffou, fidèles à la soutenance! , Micky Willis (salut papa!), merci Steph', Anne, Nat Cariou, Pierrig, Anouk, Nat Bal', Nico Rascle (et son canap'...), Mister Leboyer (essaye avec un squeeze ...) et puis aussi ceux rencontrés au labo, kenavo à vous : Nik Ducousso, Rafi the Rocker, Xavier le Fanfarone, Ultimate Air Maxime, Milaye, Francis Dufois, Steve Austin, Bruno, le petit Rudy, le grand Rudy, Yann, Lianke, Philippe, Florian, Andrea... et aussi tous ceux que j'oublie malheureusement en écrivant ces lignes...

Merci à Logonna..., à ses belles grèves, à la baie de Daoulas...

Enfin, un immense merci à ma famille pour son soutien de toujours! Je ne pourrais exprimer ici tout ce que je vous dois... Merci Papa! , merci Maman! , merci Perrine! , merci Jojo!

Table des matières

1	Introduction	9
1.1	Caractéristiques de la mer d'Iroise	11
1.1.1	La marée	12
1.1.2	Les conditions météorologiques	12
1.1.3	La circulation résiduelle en mer d'Iroise et dans la région environnante	14
1.1.4	La stratification thermique en Mer d'Iroise et le front d'Ouessant	15
1.1.5	Les processus associés à ce front	18
1.2	Objet de la thèse	22
2	Outil numérique de l'étude	23
2.1	Description du modèle	23
2.1.1	Généralités	23
2.1.2	Equations primitives et conditions aux limites	24
2.1.3	Coordonnées verticales suivant la topographie et coordonnées hori- zontales curvilignes	27
2.1.4	Discrétisation spatiale	28
2.1.5	Schéma d'advection	28
2.1.6	Discrétisation temporelle	29
2.1.7	Problème du gradient de pression	30
2.1.8	Paramétrisation du mélange horizontal	32
2.2	La configuration Iroise	33
2.2.1	Grille et bathymétrie	34
2.2.2	Paramétrisation du mélange vertical : le modèle KPP, surface et fond	40
2.2.3	Frontières ouvertes	41
2.2.4	Les flux de surface	49
2.2.5	Friction sur le fond	52
2.3	Validations de la simulation	55
2.3.1	Stabilité de la simulation	55

2.3.2	Les courants de marée	55
2.3.3	Hydrologie	57
3	La simulation de référence	67
3.1	Hydrologie saisonnière et cycle de vie du front	67
3.2	La circulation résiduelle	78
3.2.1	Circulations résiduelles totales	79
3.2.2	La circulation résiduelle de marée : onde M2	81
3.2.3	La circulation résiduelle associée au vent	88
3.2.4	La circulation résiduelle associée au front en été	93
4	Bilans dynamiques et thermodynamiques en Mer d'Iroise	99
4.1	Analyse diagnostique de quantité de mouvement	99
4.1.1	Méthodologie	99
4.1.2	"Cartographie" des régimes dynamiques en Mer d'Iroise	104
4.1.3	Synthèse	112
4.2	Analyse du bilan de chaleur	115
4.2.1	Les analyses saisonnières	116
4.2.2	Contenu thermique	121
5	Variabilité saisonnière du front d'Ouessant	127
5.1	Détection et diagnostic du front	128
5.1.1	Le critère de Simpson-Hunter(1974)	128
5.1.2	Le paramètre diagnostic S	130
5.2	Variabilité de la position du front	132
5.2.1	Les forçages	141
5.3	Etude de sensibilité : rôle des forçages externes	146
5.3.1	Description des expériences	146
5.3.2	Rôle de la tension du vent	147
5.3.3	Rôle des flux de chaleur latente	150
5.3.4	Rôle du cycle mortes-eaux/vives-eaux	153
6	Echanges cross-frontaux en mer d'Iroise	161
6.1	Introduction et Problématique	161
6.2	Technique de suivi lagrangien	162
6.2.1	Description générale de l'outil ARIANE	162
6.2.2	Spécificités et mise en oeuvre de notre étude	163
6.3	Exports cross-frontaux diagnostiqués	166
6.3.1	Validations des expériences lagrangiennes	166

6.3.2	Sensibilité des exports cross-frontaux aux paramètres des expériences lagrangiennes : dates d'injection et durée d'intégration	167
6.3.3	Sensibilité des exports au cycle de marée morte-eaux/vives-eaux et à la tension de vent	172
6.3.4	Distribution dans le plan latitude-profondeur : une vision 2D synthétique	176
6.4	Conclusions et Perspectives	177
7	Conclusion générale & Perspectives	181

Chapitre 1

Introduction

Que l'on se place d'un point de vue économique, démographique ou environnemental, l'organisation de l'espace côtier constitue un des enjeux contemporains de notre société. L'amélioration de la gestion des zones côtières passe par la compréhension du fonctionnement des écosystèmes côtiers dont la dynamique est complexe et l'évolution dépendante de nombreux facteurs. En Europe occidentale, la "mer d'Iroise" constitue un site privilégié pour ce type d'étude. En effet, ce système subit à la fois :

- les fluctuations à long terme de l'interaction océan-atmosphère dans le bassin Nord Atlantique,
- la variabilité de la circulation océanique du large,
- les perturbations anthropiques résultant de l'urbanisation.

Cette région se situe à la confluence des eaux venant de l'Atlantique et de la Manche, elle connaît des marées très importantes avec de puissants courants de marée. La mer d'Iroise est une zone avec une bathymétrie complexe présentant des bancs très peu profonds et des îles : l'Archipel de Ouessant et de Sein. De plus, étant située aux moyennes latitudes, sur la trajectoire de fronts de dépressions, les tempêtes y sont fréquentes en période hivernale. Nous sommes ainsi en présence d'un système fortement énergétique qui subit des forçages externes très importants, lesquels interagissent entre eux ce qui rend l'étude de cette zone complexe.

Près de la côte, en période de stratification, entre mai et octobre, ces violents courants de marée empêchent la thermocline saisonnière de s'établir et on assiste alors à l'apparition d'un front de marée, délimitant des eaux homogènes et brassées près de la côte et des eaux stratifiées au large. Ce front est appelé **le Front d'Ouessant** et constitue l'un des phénomènes physiques majeurs de la zone.

Au niveau du front d'Ouessant, la rencontre des eaux froides et brassées de la côte avec les eaux chaudes et stratifiées situées plus au large induit de forts taux de productions primaires (phytoplanctons et zooplanctons) (Birrien, 1987) et font de la mer d'Iroise, une région particulièrement riche biologiquement.

L'étude et le suivi de ce front de marée, de part son impact biologique et de manière indirecte, socio-environnementale (pêches, tourisme, ...), sont donc de première importance pour les zones littorales bretonnes situées à proximité de la mer d'Iroise.

Les premières observations de ce front remontent aux débuts du XX^{ème} siècle (Matthews, 1905, 1909, 1911). Les premiers travaux traitant explicitement du front d'Ouessant ont eu lieu nettement plus tard, en effet ce n'est qu'au début des années 70 qu'ont débuté les premières études océanographiques de ce front de marée avec notamment les travaux de Le Fèvre et Grall (1970) et Le Magueresse (1974).

Ces études, ainsi que l'intérêt scientifique porté aux fronts de marée en générale, et donc au Front d'Ouessant se sont ensuite poursuivis, de manière très active, jusqu'au milieu des années 80 tant du point de vue dynamique que du point de vue biologique (Simpson et Hunter (1974); Simpson *et al.* (1978); Pingree et Griffiths (1978); James (1977); Mariette (1977, 1983); Mariette et Le Cann (1985), ..).

Néanmoins, à l'époque, les chercheurs ne disposaient pas des modèles numériques hydrodynamiques 3D dont nous disposons aujourd'hui qui nous permettent de simuler de manière précise, à la fois les phénomènes méso-échelles et les fortes marées présentes dans la région.

Le cadre général de ce projet est donc d'affiner notre compréhension de l'impact de la dynamique sur le fonctionnement de l'écosystème de la mer d'Iroise, notamment grâce aux moyens modernes de simulations océaniques.

Dans ce travail, nous proposons donc de poursuivre et de compléter la compréhension des processus physiques et dynamiques du front d'Ouessant, en mettant en oeuvre une démarche de modélisation tridimensionnelle, à haute résolution, dans une configuration réaliste et décrivant la mer d'Iroise ainsi que le cycle de vie du front d'Ouessant à l'échelle annuelle et ces travaux viennent ainsi s'inscrire dans le cadre d'étude "amont" aux finalités plus générales, d'ordre biogéochimique ; écologique et environnementale.

Avant de présenter le plan et les objectifs de la thèse, nous allons dans la seconde partie de ce chapitre présenter les caractéristiques de la région ainsi que les processus physiques rencontrés.

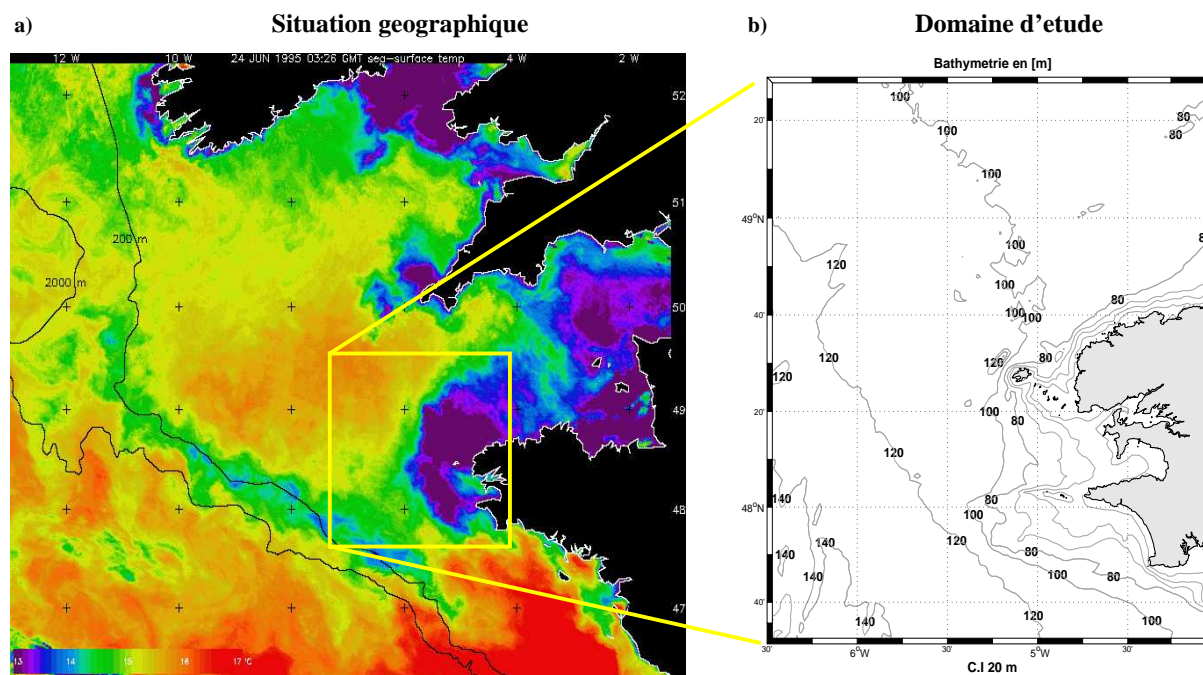


FIG. 1.1 – A gauche, la situation géographique de la Mer d'Iroise. A droite, un zoom sur la région d'étude présentant la bathymétrie.

1.1 Caractéristiques de la mer d'Iroise

La région d'étude est présentée par sa bathymétrie sur la figure (1.1). Elle s'étend de la Baie de Morlaix aux îles des Glénans et le domaine va de 47.5° N à 49.5° N et de 6.5° W à 4° W, incluant largement la mer d'Iroise dont les limites, au sens stricte, se situent entre la côte et 5.5° W et entre le Nord de l'île d'Ouessant et le Sud de l'île de Sein (Cf Cadre Fig.1.1). Dans la suite du manuscrit, nous nommerons par Mer d'Iroise, la zone d'étude présentée (Fig. 1.1)

La mer d'Iroise est une région de navigation très empruntée ("rails montant et descendant d'Ouessant") car elle concentre le trafic maritime entrant et sortant de la Manche. Cette zone peut se révéler dangereuse lorsque le vent s'oppose aux puissants courants de marée ce qui peut lever une mer forte et de ce fait, il s'agit d'une région où les risques de pollutions par l'homme sont particulièrement élevés. Comme je l'ai indiqué en début de chapitre, la mer d'Iroise est une zone côtière fortement énergétique, sous l'influence de forçages externes puissants : vent, marée et cycle saisonnier des flux de chaleur dont nous allons donner les caractéristiques principales en nous appuyant sur les travaux préliminaires de Pelou (2003)

1.1.1 La marée

Le plateau continental Nord européen est une des régions du monde où la dynamique est la plus influencée par la marée. L'onde de marée la plus importante en mer d'Iroise est l'onde semi-diurne lunaire M_2 de période 12 heures 24 minutes. Par ordre d'importance, vient ensuite l'onde semi-diurne solaire S_2 de période 12 heures et d'amplitude environ deux fois moindre que l'onde M_2 . Les harmoniques suivantes sont nettement plus faibles et dans cette région, c'est la composition linéaire de ces deux ondes principales, M_2 et S_2 qui fait l'essentiel de la modulation à 14.7 jours du signal de marée.

En mer d'Iroise, la vitesse du courant en période de vives-eaux atteint respectivement 6 noeuds et 8 noeuds (cartes de navigations du SHOM) dans le Raz de Sein et le Chenal du Fromveur. L'amplitude moyenne de l'onde de marée en entrée de Manche est de 5m en entrée de Manche et elle atteint 9m en Baie du mont St Michel (données SHOM).

Les courants alternatifs créés par la marée barotrope peuvent être violents, la distance parcourue par des particules d'eau au cours d'un cycle de marée, dite excursion de la marée, est de l'ordre de quelques kilomètres en moyenne mais l'amplitude du déplacement d'une particule fluide peut, par exemple, atteindre 15km entre Bréhat et Roche Douvre (Garreau (1993)).

Par petits fonds, lorsque le courant de marée devient important, les termes non-linéaires des équations régissant la circulation sont alors non-négligeables, des harmoniques d'ordre supérieure (par exemple M_4 , S_4 ...) de fréquence plus élevée (doubles des harmoniques M_2 et S_2) sont alors générées et peuvent modifier le signal de marée.

L'énergie de la marée, créée par les forçages astronomiques est estimée à 2,35 TW pour l'onde M_2 et elle est dissipée par friction sur le fond des principaux plateaux continentaux de part le monde (Pingree, 1983; Pingree et Griffiths, 1987; Simpson et Bowers, 1981). Le plateau nord-ouest européen contribue de manière importante à cette dissipation et il est intéressant de noter par exemple que l'Atlantique Nord, qui ne représente que 12% de la surface couverte par les océans et qui ne reçoit que 9% de cette énergie tidale, en dissipe 40% (Le Provost et Lyard, 1997). La mer d'Iroise constitue ainsi, comme le rest de la Manche, mais aussi par exemple comme le Georges Bank sur la côte Est des USA, une région de forte dissipation d'énergie tidale.

1.1.2 Les conditions météorologiques

Les conditions météorologiques représentent un élément important, au même titre que la marée, de la dynamique de la zone. Les surcôtes et décôtes (différences entre la marée observée et la marée astronomique prévue), témoignent d'ailleurs de l'influence des facteurs météorologiques sur le niveau de l'eau (Williams *et al.*, 2001)). Le vent dominant de la zone est orienté sud-ouest à ouest, mais lors du passage des dépressions atmosphériques,

les vents passent du Sud au Nord en passant par l'ouest. Lors de ces tempêtes, on assiste à un important transfert de quantité de mouvement entre l'atmosphère et l'océan par le biais de la tension de vent τ_S ressentie à la surface de l'océan et sur une certaine épaisseur, l'épaisseur de la couche d'Ekman D (Eq. 1.1).

$$D = \sqrt{\frac{2Ak_v}{f}} \quad (1.1)$$

Ak_v étant le coefficient de diffusion de quantité de mouvement sur la verticale et f , le terme de Coriolis.

Lors d'épisodes dépressionnaires ou anticycloniques importants, des phénomènes de surcôte et décôte de parfois plus de 50 cm peuvent se produire avec les conséquences que l'on peut imaginer (Bouligand et Pirazzoli, 1998; Pirazzoli, 2000). En haute mer, la règle du baromètre inversé : $1mbar \rightarrow 1cm$, $1dbar \rightarrow 10cm$, s'applique. Mais en zone côtière, en raison des effets hydrodynamiques, de la bathymétrie et de la forme de la côte, cette réponse peut être atténuée ou accentuée. De plus, une tempête modifie la structure des courants sur la verticale : en zone côtière, le vent de mer "pousse" l'eau vers la côte et provoque une pente de la surface libre, un courant de retour sur le fond équilibre le gradient de pression ainsi créé (Davies et Jones, 1992; Heaps et Jones, 1987).

La figure 1.2 suivante donne l'intensité et la direction du vent mesuré au sémaphore d'Ouessant au cours de l'année 1995. L'intensité moyenne du vent et la fréquence des tempêtes sont beaucoup plus fortes en hiver qu'en été. En automne, l'intensité moyenne augmente et des sautes de vents parfois extrêmes sont enregistrées (mois de septembre et d'octobre).

Mais les conditions atmosphériques ne se manifestent pas uniquement par le vent, ainsi la couverture nuageuse influe sur les flux de chaleur incidents et la température de l'air à la surface de l'océan fait varier la température de l'eau par conduction thermique, l'intensité des flux de chaleur latente, de l'océan vers l'atmosphère, par le biais de l'évaporation ainsi que le rayonnement infrarouge de l'océan.

L'évaporation de l'eau en surface et le flux de chaleur latente qui en découle sont essentiellement causés par le vent et équilibrent presque totalement le bilan radiatif, ce phénomène est responsable de la plus grande partie des pertes de chaleur à la surface de la mer, la convection et le rayonnement infrarouge ne jouant qu'un rôle secondaire.

Sur le plateau, les forçages de surface (flux de chaleur incidents) et l'advection horizontale contribuent de façon dominante à l'évolution de la température face à l'advection verticale (upwelling, downwelling), le mélange horizontal et la diffusion verticale. De nombreux auteurs : James (1977), Mariette et Le Cann (1985) ou encore Umoh et Thompson (1994) s'accordent à dire que les termes d'advection horizontale et plus encore, verticale

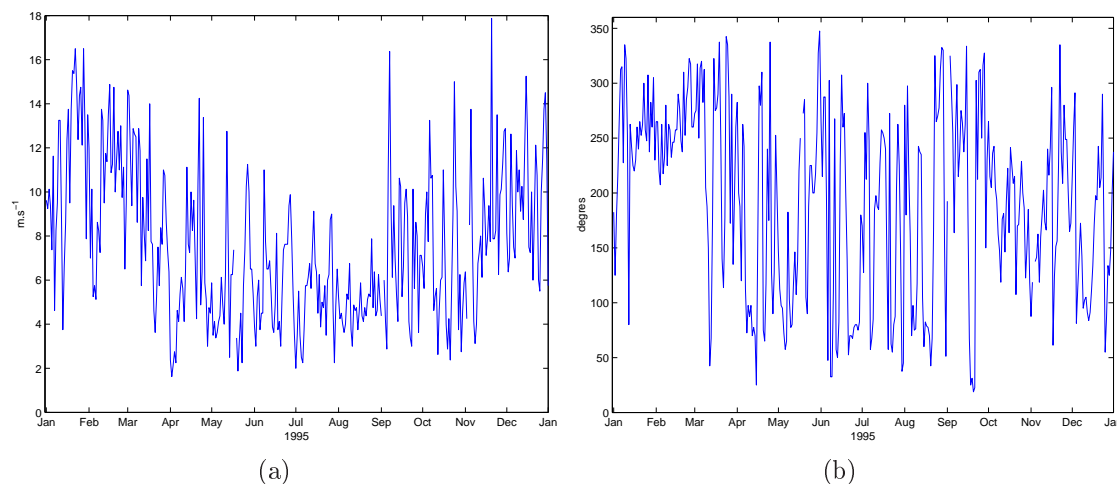


FIG. 1.2 – a) : Intensité du vent mesuré à Ouessant au cours de l’année 1995. b) : direction du vent à Ouessant au cours de l’année 1995. Une direction du vent de 0° en ordonnée correspond à un vent de nord, 90° correspond à un vent d’est. Données initialement tri-horaires, moyennées sur 24 heures. D’après Pelou (2003)

sont faibles face aux variations de température dues aux réchauffements et aux refroidissements en surface.

1.1.3 La circulation résiduelle en mer d’Iroise et dans la région environnante

Au nord de la Mer d’Iroise, en Manche, l’écoulement moyen se fait d’Ouest en Est avec des eaux venant de l’Atlantique, de la mer Celtique ainsi que de la Mer d’Irlande, dans certaines conditions (Garreau et Bailly du Bois, 1997). Cet écoulement ressort en mer du Nord par le Pas de Calais où le transport est estimé à $120.10^3 m^3.s^{-1}$ (Salomon *et al.*, 1993). Le long du littoral Nord-Bretagne, les courants résiduels peuvent être très forts, de l’ordre de $0.2 m.s^{-1}$ typiquement (Garreau, 1993) et le temps de transit des masses d’eau entre l’île d’Ouessant et le Pas de Calais (i.e. temps de résidence de l’eau en Manche) est estimé à un an.

Au Sud de la Mer d’Iroise, le long de la côte Sud du littoral breton, les courants de marée sont nettement moins puissants (coefficient de 70, de l’ordre de $20 cm.s^{-1}$) et la circulation moyenne résiduelle y est donc nettement plus faible (Fig. 1.3).

La marée joue un rôle important dans cette circulation résiduelle. Elle induit d’autres processus physiques que le simple va-et-vient biquotidien des particules d’eau. Ainsi, tout comme les ondes quart-diurnes (M_4 et S_4), le courant résiduel de marée a pour origine les non-linéarités des équations de la mécanique des fluides : elles apparaissent lorsque l’amplitude de la marée devient non négligeable devant la profondeur totale ou encore,

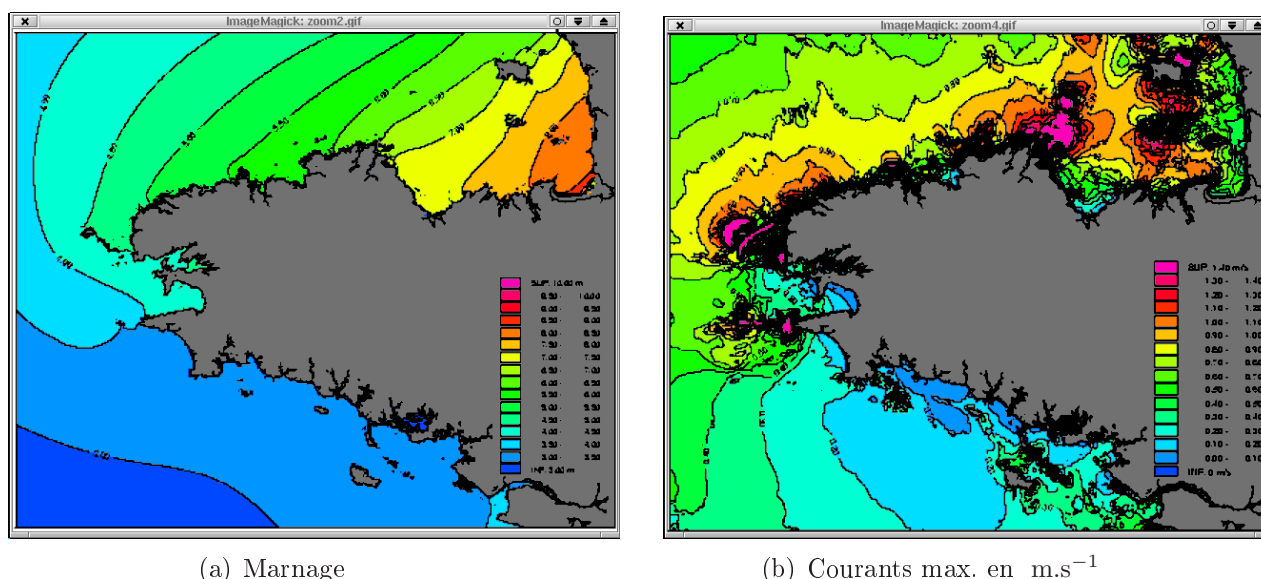


FIG. 1.3 – a) : A gauche, le marnage sur le littoral breton. b) : les courants maximums le long des côtes bretonnes. Graphes pour une marée moyenne de coefficient 70. D'après Obaton (1996).

lorsque la variation du courant devient rapide dans les zones de topographie mouvementée. Ces courants résiduels de marée sont d'une importance capitale dans la dynamique des masses d'eau de la région.

Le vent prend aussi une part importante dans cette circulation résiduelle (Heaps et Jones, 1987; Prandle *et al.*, 1993) en "poussant" l'eau de surface approximativement dans la même direction que lui. Le rôle du vent peut même être dominant et une estimation de Salomon *et al.* (1993) indique que 75% du transports passant par le Pas de Calais serait dû au vent.

1.1.4 La stratification thermique en Mer d'Iroise et le front d'Ouessant

La structure saisonnière la plus importante en mer d'Iroise est le front thermique d'Ouessant et elle est directement liée à la formation de la thermocline saisonnière, dont la formation et la persistance vont dépendre des actions antagonistes du flux de chaleur incident, de l'intensité de la marée et de l'action du vent.

Ce front thermique sépare des eaux homogènes en température sur toute la profondeur près de la côte d'eaux stratifiées au large. En surface, les eaux sont par conséquent plus froides près de la côte qu'au large (et inversement en profondeur). Pour être plus précis, en *Iroise*, il existe deux fronts (Fig. 1.4) : un interne, pas toujours observable selon les conditions de vent, qui s'étend de la pointe S^t Mathieu à la pointe du Raz et sépare la

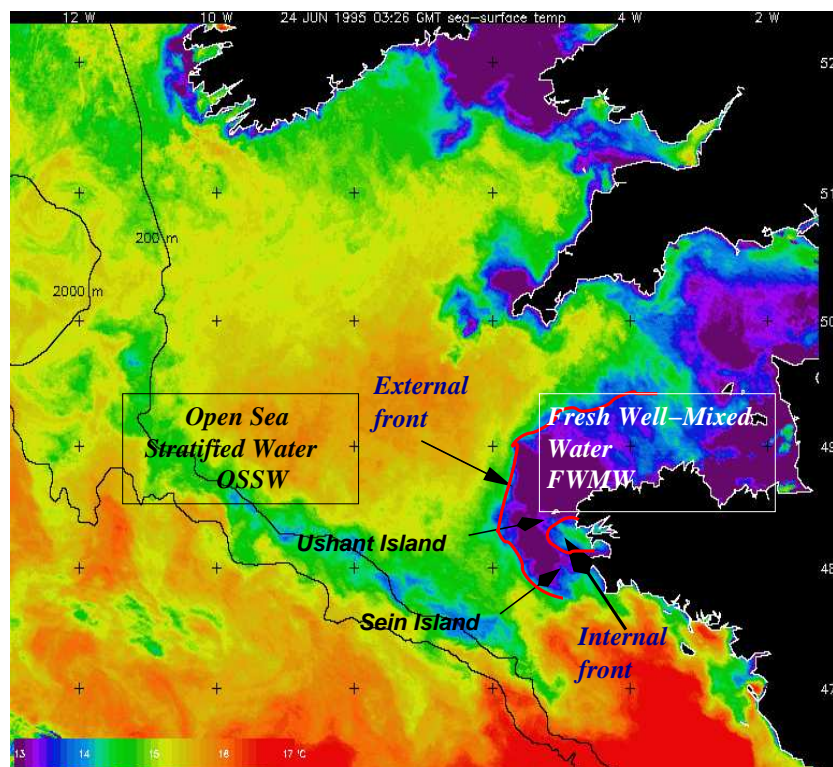


FIG. 1.4 – Image satellite RSDAS de la température de surface de l’océan du 24 juin 1995 à 3h26 GMT.

baie de Douarnenez, stratifiée, de la zone homogène plus au large. Et un autre front, externe celui là, qui passe à l’ouest des îles d’Ouessant et de Sein pour se prolonger en entrée de Manche. On note dans la littérature que le positionnement du front externe d’Ouessant est approximativement le long de l’isobathe 100 m et se déplacerait aussi à la fréquence des cycles de marée (Le Corre et Morin, communication personnelle) mais toutes les publications ne s’accordent pas sur ce point.

En été, la température de surface atteint 18 à 19° C au large, voire plus dans les baies. En zone homogène, elle ne dépasse pas les 16° C et descend même, dans certains endroits autour de Ouessant, jusqu’à 12.5° C (Le Corre, communication personnelle). Sur le reste de la colonne d’eau, la température varie entre 10 ° C en zone stratifiée et 13 ° C en zone homogène. En hiver, la masse d’eau est partout homogène avec des température de l’ordre de 10° C (Mariette, 1983).

De nombreuses études se sont consacrées à décrire et à modéliser les processus physiques régissant l’apparition de ce front et ses conséquences sur la dynamique océanique environnante. Les précédentes études ayant eu pour objectif la compréhension de la mise en place du front d’Ouessant remontent à un article de Mariette et Le Cann (1985). Les deux auteurs se sont appuyés sur un modèle unidimensionnel de thermocline adapté de

Niller et Kraus (1977) auquel ils ont ajouté les effets de turbulence dus aux frottements de la marée sur le fond (Altazin-Pichon, 1981) et un modèle de marée développé par Mariette *et al.* (1982). Cet article est orienté sur l'étude des processus qui entrent en jeu lors de la formation du front d'Ouessant pendant la période printemps et début d'été 1980. Auparavant, de nombreuses publications s'étaient intéressées au front d'Ouessant (Altazin-Pichon, 1981; Garzoli, 1978) et des campagnes de mesures avaient été effectuées (Le Corre et Mariette, 1985)).

Par la suite, d'autres ont néanmoins fait référence au phénomène (Jégou (1993); Langlois (2000), ...), notamment pour des études centrées sur les caractéristiques de la circulation et de la stratification autour de la Bretagne (Garreau, 1997, 1993; Obaton, 1996) ainsi que d'autres, essentiellement axées sur la biologie (Birrien, 1987).

Formation :

L'apparition d'un front thermique en mer d'Iroise est due à la compétition entre le mélange engendré par frottement des courants sur le fond et le flux de flottabilité engendré par le chauffage de la surface. En effet, d'un côté, sur le plateau continental, les courants de marée exercent une tension sur le fond très forte, produisant un niveau d'énergie cinétique turbulente élevée qui conduit à un important mélange vertical. D'un autre côté, de mai à septembre, les flux de chaleur de surface deviennent positifs et l'océan reçoit de la chaleur de l'atmosphère. Dans les régions où la profondeur est suffisamment importante pour que le mélange de fond n'atteigne pas la surface, ces flux de chaleur permettent l'apparition d'une thermocline saisonnière. Les régions peu profondes sont par contre mélangées sur toute la colonne d'eau et l'on n'y rencontre pas de thermocline. Cette période de l'année est également nommée période de stratification.

Historique et prédiction du front :

C'est Bigelow (1927) qui avança en premier le processus présenté pour expliquer le front thermique observé sur le Georges Bank dans le Golfe du Maine aux Etats-Unis. Dietrich (1950), suggéra que le front, à travers la partie Ouest de la Manche existait en raison d'une augmentation du mélange vertical dans les régions peu profondes. En 1974, Simpson et Hunter donnèrent une théorie basée sur des calculs de bilans énergétiques unidimensionnels verticaux et développèrent un critère¹, basé sur cette compétition entre mélange vertical et flux de flottabilité pour évaluer la position de front. Ce critère se présente sous la forme suivante : $S = \log_{10}\left(\frac{h}{\langle U \rangle^3}\right)$, avec h : profondeur de la colonne d'eau, $\langle U \rangle$: amplitude du courant de marée barotrope pour une marée moyenne.

¹ce critère de Simpson-Hunter sera évoqué dans la suite du manuscrit et dénommé critère de SH, 74

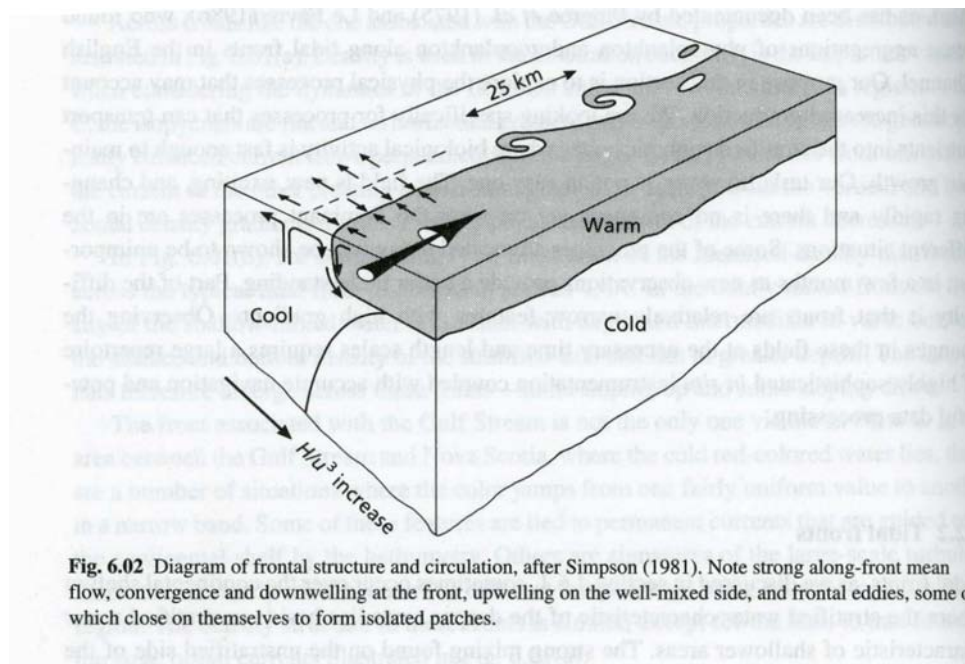


FIG. 1.5 – Schéma présentant le front de marée. A droite la région stratifiée, à gauche la region homogène et peu profonde. Tirée de Simpson (1981)

Techniques d'études des fronts :

La meilleure façon de visualiser les fronts est l'utilisation d'images satellites infrarouges (Simpson et Bowers, 1979). Elles donnent une vision de la surface de l'ensemble du phénomène. Elles sont par contre inutilisables en cas de couverture nuageuse, ce qui peut rendre le suivi de l'évolution du front parfois délicat sous nos latitudes. Sur le terrain, les mesures CTD (Allen *et al.*, 1980; Farmer *et al.*, 1995; Marié *et al.*, 2008), ADCP² (Pershing *et al.*, 2001; Marié *et al.*, 2008), à l'aide de traceurs (Houghton et Ho, 2001), de flotteurs dérivants (Drinkwater et Loder, 2001; Naimie *et al.*, 2001; Marié *et al.*, 2008) donnent une idée de la structure courantomérique sur l'horizontale et la verticale de la zone frontale. Ces campagnes ont un coût important et n'offrent une vision du phénomène que durant la période de la campagne. Il reste les modèles numériques qui sont un outil idéal pour ce genre d'étude, fournissant un résultat synoptique tout à fait complémentaire avec les données d'observations citées précédemment. Notons néanmoins qu'ils ne permettent pas de s'affranchir d'une validation à l'aide de données issues de mesures.

1.1.5 Les processus associés à ce front

Jet géostrophique le long du front : Sur la figure (Fig. 1.5), à droite, nous avons une eau plus froide en surface mais plus chaude au fond qu'à gauche du front. Un fort gradient de densité existe donc entre ces deux région atteignant de l'ordre de $1^{\circ}\text{C}/\text{km}$

²Acoustic Doppler Current Profiler

(Simpson *et al.*, 1978). Un jet frontal se développe alors longitudinalement au front pour contrebalancer géostrophiquement cet écart de densité. En créant ces courants horizontaux intenses mesurés à plusieurs dizaines de centimètres par secondes (Farmer *et al.*, 1995) et estimés d'après calcul à 30cm.s^{-1} (Simpson, 1981), les fronts affectent grandement les schémas de circulation sur le plateau en introduisant de forts courants résiduels dans des régions de faible étendue spatiale.

Cellule verticale de convergence : Des courants verticaux, d'intensité moindre, existent également (Farmer *et al.*, 1995) dans cette zone frontale : upwelling en zone mélangée, région de convergence (downwelling) proche du front (James, 1978) ou au niveau du plus fort gradient horizontal de température (Simpson *et al.*, 1978).

Tourbillons : Le front représente une interface entre deux zones aux propriétés hydrologiques différentes, cette interface oscille et il naît des perturbations de l'ordre du premier rayon interne de Rossby R_i . Nées de l'instabilité du jet (Huang *et al.*, 1991), elles croissent et forment des structures "en forme de crochets" (hook-like structures) qui se développent du côté stratifié. En se détachant du front, elles emprisonnent des lentilles d'eau homogène créant ainsi des tourbillons de 20 à 40 km de diamètre ayant une durée de vie de 1 à 7 jours en zone stratifiée. Ces tourbillons, d'origine barocline bien que d'autres origines soient envisagées (Garret et Loder, 1981), sont pratiquement tous cycloniques (Pingree et Griffiths, 1978), on les repère aisément sur une image satellite et elles sont schématisées sur la figure Fig. 1.5. Une étude récente de la nature des instabilités trouvées en mer d'Iroise est consultable dans la thèse de Marc Pavéc (Pavéc, 2007).

Une échelle de grandeur horizontale des fronts et autres phénomènes dynamiques susceptibles de se développer dans le domaine est donnée par le premier rayon interne de déformation de Rossby ³. Après calculs, nous trouvons $R_{int-Iroise} = 6\text{km}$. Une valeur de 7,4 km est donnée par Emery *et al.* (1984) pour une région plus Nord située à l'ouest immédiat de l'Irlande, Huang *et al.* (1991) donnent 5,8 km pour cette même région.

Ces instabilités participent ainsi aux échanges entre les deux régions séparées par le front. En formant une sorte de frontière pour les masses d'eau locales, ces fronts sont susceptibles de contrôler les échanges entre les zones mélangées et stratifiées par le biais d'instabilités et de génération de tourbillons.

³Dans le cas d'un modèle simplifié à deux couches homogènes séparées par une thermocline, nous avons :

$$R_{int} = \frac{1}{f} * \sqrt{\frac{g'H_1H_2}{H_1 + H_2}} \quad (1.2)$$

. Avec $g' = g * \Delta\rho/\rho$, $\Delta\rho/\rho = -\alpha_T\Delta T$. Le ΔT , différence de température entre le dessus et le dessous de la thermocline est de l'ordre de $7,5^\circ\text{C}$, $g = 9.81\text{m.s}^{-2}$, et $\alpha_T = 1.79.10^{-4}$. A l'extérieur du front, la profondeur est de l'ordre d'une centaine de mètres donc : $H_1 = 100\text{m}$, la profondeur de la thermocline est de l'ordre de 20m donc $H_2 = 20\text{m}$ et $f_{lat=45^\circ} = 1.027.10^{-4}$.

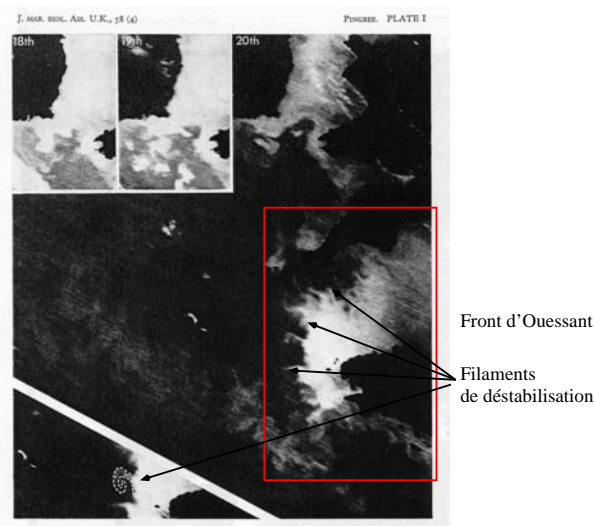


FIG. 1.6 – Image satellite du front d'Ouessant, les crochets et tourbillons, du coté stratifié sont visibles. D'après Pingree (1978b)

Impact sur la biologie : Les fronts de marée et donc celui d'Ouessant ont un impact significatif sur la biologie. En zone stratifiée, nous avons une eau de surface chaude, en contact direct avec les rayons lumineux. Lors du bloom printanier, le phytoplancton s'y développe rapidement mais les réserves en nutriments sont faibles sur cette fine épaisseur d'eau. La couche de fond en revanche est riche en nutriments mais froide et isolée du soleil, ce qui ne permet pas aux différentes espèces d'y croître.

En région homogène, la couche d'eau est mélangée sur la verticale, la température n'est pas très élevée mais statistiquement, toutes les particules d'eau passent près de la surface et la zone est par ailleurs riche en nutriments (mélange intense depuis le fond par la marée), le plancton peut s'y développer.

Dans ces conditions, c'est au niveau du front que l'on trouve le meilleur rendement car une eau mélangée et riche en nutriments est au contact direct de l'eau chaude de la région stratifiée (Fig. 1.7).

Après cette description des différents processus à l'oeuvre au niveau du front, mais plus généralement en mer d'Iroise, nous présentons un résumé de quelques grandeurs caractéristiques.

Résumé de quelques grandeurs caractéristiques en mer d'Iroise

- La vitesse du courant dans le raz de Sein et le chenal du Fromveur en période de vives eaux : respectivement 6 noeuds et 8 noeuds (cartes de navigations du SHOM). L'amplitude moyenne de l'onde de marée en entrée de Manche est de 5m, elle est de 9m en Baie du mont St Michel (données SHOM).
- La gamme de température de l'eau en été est de 18 à 19°C en zone stratifiée au large,



FIG. 1.7 – Bloom phytoplanctonique au niveau du front d'Ouessant en période de stratification

plus en zone côtière dans les baies, 15 à 16°C au maximum en zone homogène et 12,5°C au minimum dans certains endroits autour de Ouessant (Le Corre, communication personnelle). Sur le reste de la colonne d'eau, la température varie entre 10 et 13°C selon la zone (stratifiée ou mélangée). En hiver, au large, la masse d'eau est homogène autour de 10°C.

- L'écart de température en été, ΔT , de part et d'autre du front est de 4 à 6 ° et le gradient horizontale est de l'ordre de 1° C/km.
- La salinité oscille entre 35.5 et 35.1 psu en hiver lors de fortes crues (Le Corre et Morin, communication personnelle).
- Une échelle de grandeur horizontale des fronts susceptibles de se développer est donnée par le premier rayon interne de déformation de Rossby, de l'ordre $R_{int-Iroise} = 6km$.

1.2 Objet de la thèse

Objectifs de la thèse

Les objectifs de cette thèse sont multiples : il s'agit de manière générale de comprendre, modéliser et quantifier les processus physiques majeurs en Mer d'Iroise et au niveau du front d'Ouessant, ceci dans une démarche de modélisation réaliste 3D, à haute résolution.

En premier lieu, il s'agit de reproduire, à l'aide d'un modèle hydrodynamique, la circulation générale moyenne en Mer d'Iroise ainsi que les différents motifs thermodynamiques. Sur cette base, il s'agit ensuite de dresser une cartographie précise de la mer d'Iroise en terme de régimes dynamiques et bilans de chaleur moyen.

Le second objectif concerne l'évaluation de variabilité et de la sensibilité du front d'Ouessant (structure et position) et de la thermocline saisonnière aux différents forçages externes auxquels ce système est soumis.

Enfin, le dernier objectif concerne l'évaluation des transports et des échanges de masse à travers le front d'Ouessant. Ce dernier point a un double objectif :

- 1) d'abord mettre en place des outils et une méthode d'analyse pour diagnostiquer, dans des simulations numériques les flux cross-frontaux.
- 2) établir des analyses synthétiques et pertinentes pour la communauté "biogéochimie".

Plan du manuscrit

Le plan du manuscrit reprend donc ses différents éléments et s'articule comme suit : dans son second chapitre, nous présenterons le modèle numérique océanique employé, puis détaillerons la configuration réaliste mise en place et enfin nous présenterons les travaux de validation effectués.

Ensuite, dans le chapitre 3, nous décrirons la structure thermodynamique de la mer d'Iroise, à l'échelle saisonnière et analyserons la circulation moyenne.

Une fois cette description générale de la mer d'Iroise effectuée, nous nous appliquerons dans le chapitre 4, à diagnostiquer les différents régimes dynamiques identifiables en mer d'Iroise et notamment l'impact du front de marée. Dans ce chapitre, les bilans de chaleur sont également analysés et le rôle des flux latéraux advectifs est comparée à celui des flux de chaleur air-mer verticaux.

Dans le chapitre 5, nous présentons l'impact des forçages externes suivant : vent, cycle de marée morte-eaux/vives-eaux et flux de chaleur turbulents, sur la variabilité de la position du front et sur l'étendue de la zone mélangée en mer d'Iroise.

Enfin dans le sixième et dernier chapitre, nous présentons une méthodologie d'analyse ainsi que les premiers résultats concernant l'évaluation des transports de masse à travers le front d'Ouessant, à l'aide de l'outil de suivi lagrangien ARIANE. Ces résultats demandent à être complétés mais semblent indiquer que les zones d'export de masse depuis la zone côtière vers la zone stratifiée se font selon des "canaux" privilégiés.

Chapitre 2

Outil numérique de l'étude

Ce travail de thèse s'inscrit dans le cadre d'une étude d'océanographie régionale, dans laquelle nous recherchons, en premier lieu, à reproduire les caractéristiques principales de la région de manière réaliste. Nous avons abordé cette étude régionale par une approche de modélisation réaliste à l'aide d'un modèle numérique d'océan aux équations primitives. Cette approche nous permet alors d'avoir un outil capable de représenter un maximum d'ingrédients physiques et de simuler la dynamique et les caractéristiques océanographiques de la région d'étude. Toutefois, l'une des difficultés associées à ce type d'approche réaliste est la richesse de la physique modélisée et des processus décrits de sorte qu'après avoir réussi à représenter et simuler la région d'étude de manière satisfaisante, l'un des objectifs principaux de cet exercice de modélisation est la compréhension du rôle particulier joué par chacun des différents processus en interaction.

Dans ce chapitre, le modèle est d'abord présenté de manière générale puis nous décrivons sa configuration "Iroise". La seconde partie s'attache à présenter la configuration "Iroise" mise en place, afin de permettre au lecteur de bien appréhender le reste du manuscrit.

2.1 Description du modèle

2.1.1 Généralités

Le modèle choisi est Roms (Regional Oceanographic Modelling System), c'est une évolution du code numérique SPEM (Semi Spectral Primitive Equation) développé à l'Université de Rutgers par Haidvogel (1991) et caractérisé par des coordonnées σ . Par la suite, une version plus élaborée appelée Scrum (S-Coordinate Rutgers Model) a été développée par Song et Haidvogel en 1994 : elle associe surface libre et coordonnées verticales généralisées s épousant la topographie et permettant d'augmenter la résolution près de la surface et du fond.

Roms est une évolution de Scrum, incluant des schémas numériques plus robustes et moins coûteux, améliorant notamment la précision du calcul de la circulation côtière. Il a été conçu initialement pour simuler la circulation côtière et c'est aujourd'hui un outil polyvalent grâce aux développements réalisés par sa communauté internationale d'utilisateurs : outils de pré et post-processing efficace, possibilité de simuler le déploiement de "traceurs passifs", lâché de flotteurs lagrangiens, mouillages numériques, modules biogéochimiques, sédimentologiques etc...

Son système de coordonnées verticales épousant la topographie est particulièrement adaptée à l'étude de processus dépendant de la bathymétrie et il possède un sous-modèle de turbulence performant, KPP (non-local K-Profile Planetary boundary layer paramétrisation.) (Large et al, 1994). Par ailleurs, le code est parallélisé, les calculs étant dès lors réalisables avec les protocoles *MPI* (Message Passing Interface), mémoires partagées ou *OpenMP* (Open Multi Processing, mémoires distribuées).

Nos travaux ont été effectués avec la version AGRIF (Adaptive Grid Refinement in Fortran) de Roms, développée et maintenue notamment par P. Marchesiello et P. Penven au centre IRD de Nouméa et de Brest. Cette version de Roms est le fruit d'une collaboration avec L. Debreu de l'INRIA (Institut National de Recherche en Informatique et Automatique) à Grenoble et J.C. McWilliams, A. Shchepetkin, X. Capet, M. Blaas et H. Frenzel de l'UCLA (Univeristy of Los Angeles).

2.1.2 Equations primitives et conditions aux limites

Les hypothèses classiques et fondamentales pour la modélisation des écoulements océaniques qui permettent d'obtenir les équations hydrodynamiques de Roms, à partir des équations de Navier-Stokes, sont les suivantes :

L'approximation hydrostatique : on suppose que l'océan est une couche d'eau peu profonde et on considère alors que les échelles horizontales sont très supérieures aux échelles verticales. L'équation de Navier-Stokes suivant la verticale est considérablement simplifiée et se résume alors à l'écriture de l'équilibre hydrostatique. Les vitesses verticales, dont les échelles spatiales et temporelles sont supposées petites, ne sont pas explicitement calculées et sont déduites de l'équation de continuité. Les processus faisant alors intervenir des vitesses verticales (ondes internes, convection...) doivent alors être paramétrisés via le sous-modèle de fermeture turbulente.

L'approximation de Boussinesq : la densité de l'eau et la pression sont supposées varier peu dans l'espace et le temps autour de leur valeur moyenne. Cette approximation permet de négliger toutes les variations de densité dans l'équation de Navier-Stokes sauf pour la force de gravité. Ces variations n'interviennent donc qu'à travers de l'équilibre hydrostatique.

L'hypothèse d'incompressibilité : on considère que la masse d'une particule fluide ne varie pas avec la pression. Cette hypothèse transforme l'équation de continuité en une condition de non-divergence du champ de vitesse.

Ces hypothèses permettent de dériver les équations de Navier-Stokes en des équations plus simples, dite primitives, décrivant la conservation de la quantité de mouvement horizontale, l'équilibre hydrostatique, la conservation de la masse, l'évolution de la température et de salinité. On obtient alors un système de 7 équations, à 7 inconnues, présenté ci-dessous en coordonnées cartésiennes (x, y, z avec z croissant vers le haut) :

$$\partial_t u + \underline{u} \cdot \nabla u - f v = -\partial_x \phi + F^u + D^u \quad (2.1)$$

$$\partial_t v + \underline{u} \cdot \nabla v + f u = -\partial_y \phi + F^v + D^v \quad (2.2)$$

$$\partial_z \phi = -\frac{\rho g}{\rho_0} \quad (2.3)$$

$$\partial_t T + \underline{u} \cdot \nabla T = F^T + D^T \quad (2.4)$$

$$\partial_t S + \underline{u} \cdot \nabla S = F^S + D^S \quad (2.5)$$

$$\partial_x u + \partial_y v + \partial_z w = 0 \quad (2.6)$$

$$\rho = \rho(T, S, z) \quad (2.7)$$

qui ont pour conditions aux limites en surface ($z = \zeta$) et au fond ($z = -h$, h étant la profondeur) :

$$z = \zeta \quad \left\{ \begin{array}{l} A_v \partial_z u = \tau_s^x \\ A_v \partial_z v = \tau_s^y \\ K_v^T \partial_z T = \frac{Q}{\rho_0 C_p} \\ K_v^S \partial_z S = \frac{(E-P)S}{\rho_0} \\ w = \partial_t \zeta + u \partial_x \zeta + v \partial_y \zeta \end{array} \right. \quad z = -h \quad \left\{ \begin{array}{l} A_v \partial_z u = \tau_b^x \\ A_v \partial_z v = \tau_b^y \\ K_v^T \partial_z T = 0 \\ K_v^S \partial_z S = 0 \\ w = -u \partial_x h - v \partial_y h \end{array} \right.$$

avec :

- u, v et w sont les composantes de la vitesse en coordonnées cartésiennes (x, y, z) et $\underline{u} = (u, v)$.
- T est la température potentielle
- S est la salinité
- ζ est l'élévation de surface
- P est la pression totale
- $\rho_0 + \rho$ est la densité totale in-situ
- $\phi = \frac{P}{\rho_0}$ est la pression dynamique
- f est le paramètre de Coriolis
- g l'accélération de la gravité

- F^u, F^v, F^T et F^S représentent les termes de forçages
- D^u, D^v, D^T et D^S représentent les termes de dissipation
- A_v, K_v^T, K_v^S sont les coefficients de mélange verticaux : viscosité A_v , diffusivité thermique K_v^T et diffusivité haline K_v^S . A_v est également noté $Ak_v, K_v^T \equiv Ak_T$ et $K_v^S \equiv Ak_S$
- τ_s^x, τ_s^y sont les composantes de la tension visqueuse exercée par le vent sur la surface libre
- τ_b^x, τ_b^y sont les composantes de la tension de fond
- Q et $E - P$ désignent respectivement les flux de chaleur et d'évaporation nette en surface
- h la profondeur

La fermeture turbulente nous fournit les coefficients de mélange verticaux A_v, K_v^T , et K_v^S à l'intérieur de la colonne d'eau. En surface et au fond, ces coefficients ne sont pas calculés par le sous-modèle turbulent, ce sont les flux verticaux (quantité de mouvement et traceur) qui sont imposés directement via les conditions aux limites décrites précédemment. En surface, ces conditions permettent de forcer l'océan par la tension de vent, les flux de chaleur échangés avec l'atmosphère et les flux de salinité par évaporation/précipitation. Au fond, ces conditions permettent de prescrire des flux de chaleurs et de salinité nuls au fond de l'océan (notons toutefois que pour certaines applications, des flux de chaleur sont prescrits, par exemple pour modéliser des sources géothermales). Il reste alors le flux de quantité de mouvement sur le fond faisant intervenir la tension exercée par le courant. Ce stress de fond doit être paramétrisé en fonction du courant lui-même. Il existe alors trois types de paramétrisations utilisables dans le code :

- "Friction linéaire" $(\tau_b^x, \tau_b^y) = -r (u_b, v_b)$ contrôlée par la "vitesse de friction" r (homogène à une vitesse).
- "Friction quadratique" $(\tau_b^x, \tau_b^y) = C_d \sqrt{u_b^2 + v_b^2} (u_b, v_b)$ contrôlée par le coefficient de friction C_d (sans dimension).
- "Friction quadratique avec couche logarithmique de Von Karman - Prandtl" : friction de type quadratique avec un coefficient de friction $C_d = \left(\frac{\kappa}{\log[\Delta z_b/z_r]}\right)^2$ si $C_d^{min} < C_d < C_d^{max}$ et l'une des deux valeurs limites C_d^{min} ou C_d^{max} si C_d est en dehors de cet intervalle. L'utilisateur contrôle dans ce cas l'échelle de rugosité z_r et les valeurs extrêmes C_d^{min} et C_d^{max} du coefficient de friction. $\kappa = 0.41$ représente la constante de Von Karman et Δz_b , l'épaisseur du premier niveau au fond.

La "Friction quadratique" et "friction quadratique Von Karman" ont les mêmes formulations, la différence dans le cas de la paramétrisation de Von-Karman réside dans le fait que le coefficient de traînée Cd est variable et dépend de l'épaisseur du premier niveau vertical, atteignant sa valeur maximale si la résolution verticale près du fond est proche de l'échelle de rugosité, z_r . La description des conditions aux limites horizontales sera

abordée dans la section 2.2.3

2.1.3 Coordonnées verticales suivant la topographie et coordonnées horizontales curvilignes

Roms est un code dit "en coordonnées σ généralisés, \mathbf{s} ", c'est à dire que les niveaux verticaux épousent la forme du fond en suivant exactement la topographie et que la résolution peut être augmentée en surface et au fond. Ces coordonnées verticales s sont comprise entre $[-1;0]$ et correspondent aux niveaux z tel que :

$$z = \zeta(1 + s) + h_c s + (h - h_c)C(s)$$

avec

$$C(s) = (1 - b) \frac{\sinh[\theta s]}{\sinh \theta} + b \frac{\tanh[\theta(s + \frac{1}{2})] - \tanh[\frac{1}{2}\theta]}{2 \tanh[\frac{1}{2}\theta]}$$

Les paramètres $\theta > 0$, $0 < b < 1$ et h_c permettent de contrôler la résolution de la grille verticale et son "étirement". h_c définit donc l'épaisseur sur laquelle on souhaite augmenter la résolution en surface de la grille verticale, (il vaut mieux que h_c soit inférieur à la profondeur minimale défini dans le domaine), θ définit le taux d'augmentation de la résolution dans cette couche de surface. b définit quant à lui l'augmentation de la résolution dans la couche de fond ($b = 1$ équivaut à une augmentation de résolution identique à la surface et $b = 0$, à aucun raffinement de résolution au fond). On retrouve des coordonnées σ classiques, sans étirement de surface et de fond quand $\theta \rightarrow 0$, on a alors $s = \sigma = \frac{z - \zeta}{h + \zeta}$.

Sur l'horizontale, Roms est un modèle qui utilise les coordonnées curvilignes orthogonales (Fig. 2.1). Cela permet d'avoir une grille horizontale qui suit la frontière et permet de mieux représenter des frontières latérales irrégulières, ceci permet également d'avoir une résolution spatiale variable latéralement. Par exemple, on peut augmenter la résolution au fur et à mesure que l'on se rapproche de la côte et placer le maximum de ressources de calcul sur les zones d'intérêt. Ces nouvelles coordonnées curvilignes (ξ, η) sont obtenues par une transformation ad hoc des coordonnées cartésiennes (x, y) sur l'horizontale. Ces nouvelles coordonnées sont obtenues en calculant les distances curvilignes $d\xi$ et $d\eta$ entre 2 points. Ces distances sont liées aux longueurs d'arc par les facteurs d'échelles $m(\xi, \eta)$ et $n(\xi, \eta)$ suivant la relation Eq. (2.8-2.9). Ces facteurs d'échelles dépendent de la grille du modèle ainsi que de la sphéricité de la Terre

$$ds_\xi = \frac{1}{m} d\xi \quad (2.8)$$

$$ds_\eta = \frac{1}{n}d\eta \quad (2.9)$$

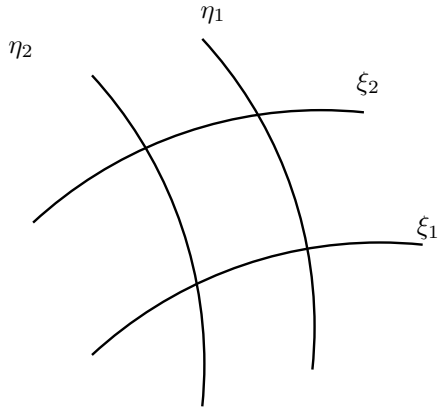


FIG. 2.1 – Coordonnées curvilignes

Dans ce système de coordonnées s , la vitesse verticale est définie comme :

$$\Omega = \frac{1}{H_z} \left[w - \frac{\partial z}{\partial t} - mu \frac{\partial z}{\partial \xi} - nv \frac{\partial z}{\partial \eta} \right] \quad (2.10)$$

Les conditions aux frontières cinématiques dans ce système de coordonnées deviennent alors : en $s = 0$, $\Omega = 0$ et $s = -1$, $\Omega = -1$

2.1.4 Discrétisation spatiale

Dans les directions horizontales, les dérivées sont approximées par des différences finies, calculées sur une grille décalée d'Arakawa du type "C" (Fig. 2.2, a). Cette grille est particulièrement bien adaptée pour des problèmes avec une résolution plus fine que le rayon interne de Rossby¹ (Hedström, 1997). Sur la verticale, les dérivées sont également calculées en utilisant également une grille décalée (Fig. 2.2, b), avec les points ρ intercalés entre deux points Ω .

L'utilisation de ces grilles décalées permet d'écrire les équations sous forme de flux en limitant le nombre d'opérations de moyennes et donc d'optimiser la conservation de la quantité de mouvement et de traceurs dans le domaine.

2.1.5 Schéma d'advection

Une approche classique en modélisation océanique est le traitement de l'advection par un schéma centré d'ordre 2. En général associé à un schéma temporel de type leapfrog, ce schéma est dispersif et induit du bruit numérique par dispersion. Pour atténuer et lisser ce

¹on parle alors de simulation "eddy-resolving"

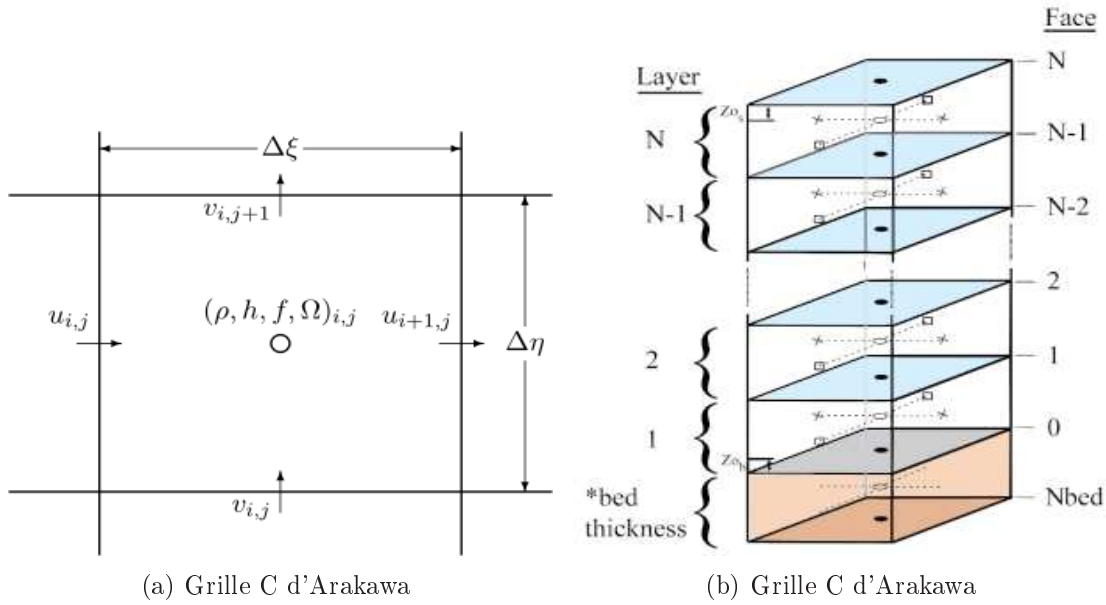


FIG. 2.2 – Décalage des variables sur la grille C d'Arakawa (à gauche) et sur la grille verticale (à droite).

bruit numérique, on fait alors appel à des opérateurs diffusifs d'ordre assez élevé (laplacien, bilaplacien) qui vont avoir la double fonction de modéliser les effets visqueux de l'océan mais aussi de lisser et de limiter ce bruit numérique. Généralement la dissipation alors nécessaire pour lisser le bruit numérique est trop importante conférant à l'écoulement un caractère artificiellement visqueux. Dans Roms, les schémas d'advection sont d'ordre plus élevés et ont été codés afin de limiter au maximum les effets dispersifs. Sur l'horizontale, il s'agit d'un schéma upstream biaisé quasi-monotone d'ordre 3 (du type Quick) (Shchepetkine et McWilliams, 1998). Sur la verticale, il s'agit d'une reconstitution des dérivées verticales, via des "splines" paraboliques, équivalentes à un schéma conventionnel très précis d'ordre 8. Ces schémas d'advection possèdent en fait une partie diffusive intrinsèque leur permettant de limiter la dispersion et les "overshooting". La diffusion explicite utilisée classiquement n'est dès lors plus nécessaire et seule la diffusion implicite des schémas d'advection agit. À grille équivalente, grâce à cette optimisation dispersion/diffusion des schémas d'advection, la résolution effective de la solution est alors augmentée.

2.1.6 Discrétisation temporelle

Afin de limiter les coûts de calcul, les équations primitives et l'équation de continuité utilisent un schéma temporel dit "split-explicit". Cela consiste à séparer le calcul de la dynamique rapide barotrope (2D) de celui de la dynamique barocline (3D), plus lente puis de les recoupler en fin de calcul. Cette technique permet en effet un gain numérique important, les modes lents de la dynamique barocline (3D) sont nettement plus coûteux

à résoudre mais permettent, en raison du critère CFL, des pas de temps δt_{bc} plus élevés que ceux du mode rapide de la dynamique barotrope. Pour effectuer cette séparation, les équations primitives sont intégrées sur la verticale afin de fournir les variables pronostiques du mode barotrope : ξ , \bar{u} , \bar{v} . Ces variables sont alors calculées N_{bt} fois entre 2 pas de temps "baroclines" avant d'être réinjectées dans le modèle 3D. Afin de limiter les erreurs associées à "l'aliasing" des hautes fréquences résolues par le modèle 2D mais pas 3D, les variables, ξ , \bar{u} , \bar{v} du modèle 2D sont moyennées sur un pas de temps barocline avant d'être injectées dans le modèle 3D (Shchepetkine et McWilliams, 2005). Les équations, 2D et 3D, sont discrétisées dans le temps suivant un schéma très robuste du type prédicteur (Leap-Frog) / correcteur (Adams-Moulton) d'ordre 3. La stabilité associée à ce schéma temporel permet des pas de temps plus grands, d'un ordre 4, que ceux permis par des schémas plus "classiques", le surcoût de l'algorithme prédicteur/correcteur étant alors largement compensé.

2.1.7 Problème du gradient de pression

L'avantage majeur des modèles en coordonnées sigma est la transformation du fond et de la surface libre en surfaces de coordonnées, permettant de représenter précisément les conditions aux limites en surface, $s = 0$ et au fond, $s = -1$. Néanmoins, cette transformation est également la source du principal inconvénient de ce type de modèle : les erreurs associées aux calculs du gradient de pression. La force de pression s'exprime comme la somme de 2 termes :

$$\begin{aligned} -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} \Big|_z &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} \Big|_s + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial z}{\partial x} \Big|_s \frac{\partial P}{\partial z} \\ &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} \Big|_s + \frac{1}{H_z} \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial z}{\partial x} \Big|_s \frac{\partial P}{\partial s} \end{aligned} \quad (2.11)$$

$$\text{avec} \quad H_z \equiv \frac{\partial z}{\partial s} \quad (2.12)$$

Le premier terme représente le gradient de pression le long des surfaces $s = cste$, le second est un terme correctif destiné à éliminer le gradient vertical contenu dans le premier terme, et appelé correction hydrostatique. Près des fortes pentes, ces deux termes sont importants et comparables en amplitude. Dès lors, une petite erreur dans leur calcul, en différences finies, peut entraîner une erreur importante sur le calcul du gradient de pression : c'est ce que l'on nomme *l'erreur de troncature* (Song, 1998). Pour que cette erreur soit contrôlée on doit respecter la condition suivante :

$$\epsilon = \frac{\left| \frac{\partial P}{\partial x} \Big|_s - \frac{\partial z}{\partial x} \Big|_s \frac{\partial P}{\partial z} \right|}{\left| \frac{\partial P}{\partial x} \Big|_s + \left| \frac{\partial z}{\partial x} \Big|_s \right|} \ll 1 \quad (2.13)$$

Cette erreur est visible quand on fait une expérience non-forcée en stratification neutre. Dans le cas d'erreur de troncature dans le gradient de pression, des courants "numériques", artificiels apparaissent, au-dessus des pentes. Cette expérience a été conduite pour notre configuration et sera présentée par la suite. L'utilisation de schémas d'ordres élevés permet de pallier, ou du moins de limiter, cette erreur de troncature. Par ailleurs, afin de réduire ces erreurs de gradient de pression, la topographie est lissée. Le niveau de lissage à appliquer est de la topographie elle-même mais aussi de la résolution horizontale du modèle et un critère de lissage $r = \frac{\Delta h}{h}$ est utilisée pour définir le niveau de lissage souhaité. Des résultats empiriques (Haidvogel *et al.*, 2000) montrent que les erreurs sont bien limitées et que les résultats sont robustes pour des lissage tels que $r \leq 0.2$

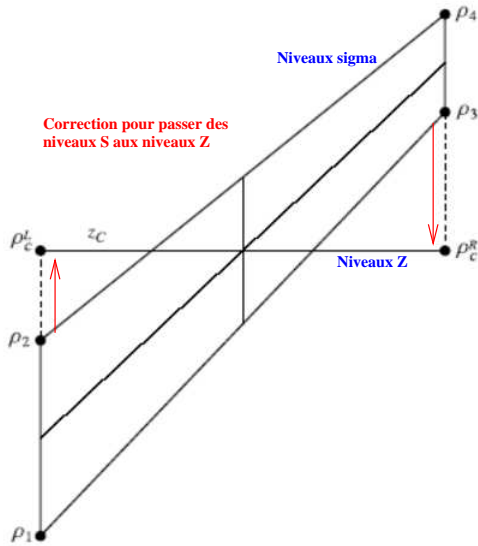


FIG. 2.3 – Schéma présentant le calcul du gradient de pression suivant les surface iso- S et la correction pour passer des niveaux S aux niveau z

L'autre source d'erreur est *l'inconsistance hydrostatique* (Haney, 1991), cette erreur est susceptible d'apparaître lors de la discrétisation de l'équation (Eq. 2.11), surtout avec des schémas d'ordre peu élevés. Cette erreur peut apparaître quand les surfaces de coordonnées s sont très rapprochées et que leur pente est importante, l'interpolation de la pression entre 2 niveaux iso- s peut alors se transformer en extrapolation, rendant dès lors le schéma inconsistant (Kliem et Piertrzak, 1999). Pour limiter ces erreurs, plusieurs solutions ont été proposées (Kliem et Piertrzak, 1999; Song, 1998), nous ne parlerons que celles utilisées dans Roms. D'abord un schéma d'ordre élevé, (discrétisation spatiale du 4^{eme} sur la formulation jacobienne de la force de pression) est implémenté dans Roms pour le calcul du gradient de pression (Shchepetkine et McWilliams, 2003). Une autre solution consiste à interpoler la densité verticalement autour du niveau z considéré avant de calculer le gradient de pression, il est alors nécessaire d'effectuer une extrapolation pour les niveaux s de surface et de fond.

2.1.8 Paramétrisation du mélange horizontal

Les processus de mélange turbulents horizontaux sont classiquement paramétrisés par des termes de dissipation/diffusion de type laplacien harmonique ou biharmonique. Ces termes ont un double rôle, ils permettent de lisser et atténuer les effets de bruits numériques associés aux termes d'advection mais également de représenter les processus physiques de mélanges horizontaux turbulents sous-maillages. Toutefois, on fixe des valeurs relativement importantes à ces termes de dissipation/diffusion pour pallier aux bruits numériques des schémas numériques et généralement, ces valeurs sont surévaluées par rapport aux processus de mélanges horizontaux turbulents et leur rôle principal est de lisser le bruit numérique des schémas d'advection. Ceci induit une dissipation trop importante pour des raisons numériques. Dans Roms, étant donnée les propriétés diffusives et peu dispersives du schéma d'advection, nous avons choisi de ne pas introduire de dissipation/diffusion explicitement, celle-ci étant générée de manière implicite par le schéma d'advection. On obtient ainsi des coefficients de viscosité/diffusivité horizontaux optimaux induisant un lissage des structures horizontales minimal. Il est toutefois à noter que dans ce type de paramétrisation nous n'avons pas la connaissance explicite des coefficients de mélange turbulents horizontaux.

$$D_h^q = A_h^q \Delta_h q + B_h^q \Delta_h^2 q \quad \text{avec} \quad q = u, v, T, S \quad \& \quad \Delta_h = \partial_{xx}^2 + \partial_{yy}^2$$

2.2 La configuration Iroise

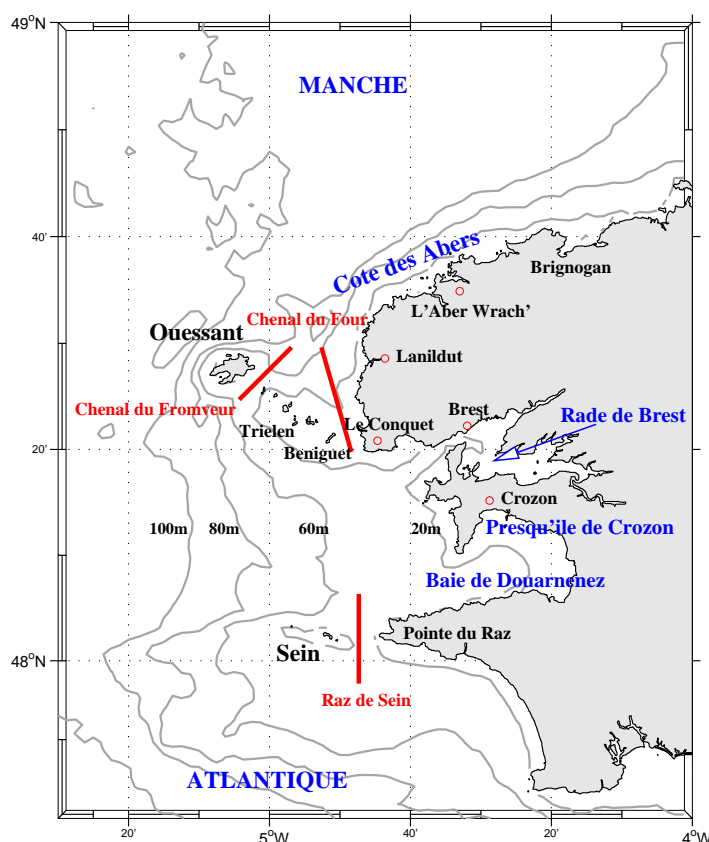


FIG. 2.4 – Carte détaillant la zone côtière de la région d'étude. Cette carte est rappelée afin d'aider à la compréhension des analyses qui suivent.

Nous allons détailler les spécificités de la configuration "Iroise" que nous avons développée en utilisant le modèle Roms. L'une des spécificités majeures de cette configuration est le forçage de la marée aux frontières. Le fait d'introduire la marée induit des vitesses élevées, le pas de temps de la simulation est alors faible et nécessite des temps de calculs relativement longs. Ces courants puissants entraînent un niveau énergétique élevé de la simulation, la rendant facilement instable et sujette aux explosions numériques. En revanche, un des "avantages" d'une telle simulation est la faible durée du spin-up : en effet le modèle atteint son état d'équilibre en quelques jours. Notre étude s'effectuant dans une approche de modélisation réaliste, il nous était nécessaire de reproduire et simuler une année particulière de la circulation en mer d'Iroise afin d'effectuer notre validation, en particulier pour la température de surface. Notre choix s'est porté sur l'année 2003 car, à l'époque où nous avons réalisé ces simulations, il s'agissait de l'année la plus riche en images satellites exploitables, ceci en raison d'une faible couverture nuageuse.

La résolution spatiale est constante, de 1500 mètres permettant un pas de temps barocline de $dt = 120$ secondes. Ceci permet de conserver des temps de calculs raisonnables compte

tenu des moyens informatiques disponibles. Les variables sont stockées tous les deux jours afin de représenter de manière correcte la dynamique dans la zone mais aussi de conserver un volume de données gérables. Par la suite, cette simulation de l'année 2003 constituera notre simulation de référence.

Néanmoins, l'année 2003 ayant été une année exceptionnellement chaude, nous avons également étudié l'année 2002, aux caractéristiques climatologiques assez différentes, avec des températures plus froides en été. L'analyse de cette simulation n'a pas permis de mettre en évidence des différences importantes par rapport à la circulation générale ainsi qu'aux motifs thermiques observées en Mer d'Iroise.

2.2.1 Grille et bathymétrie

Domaine

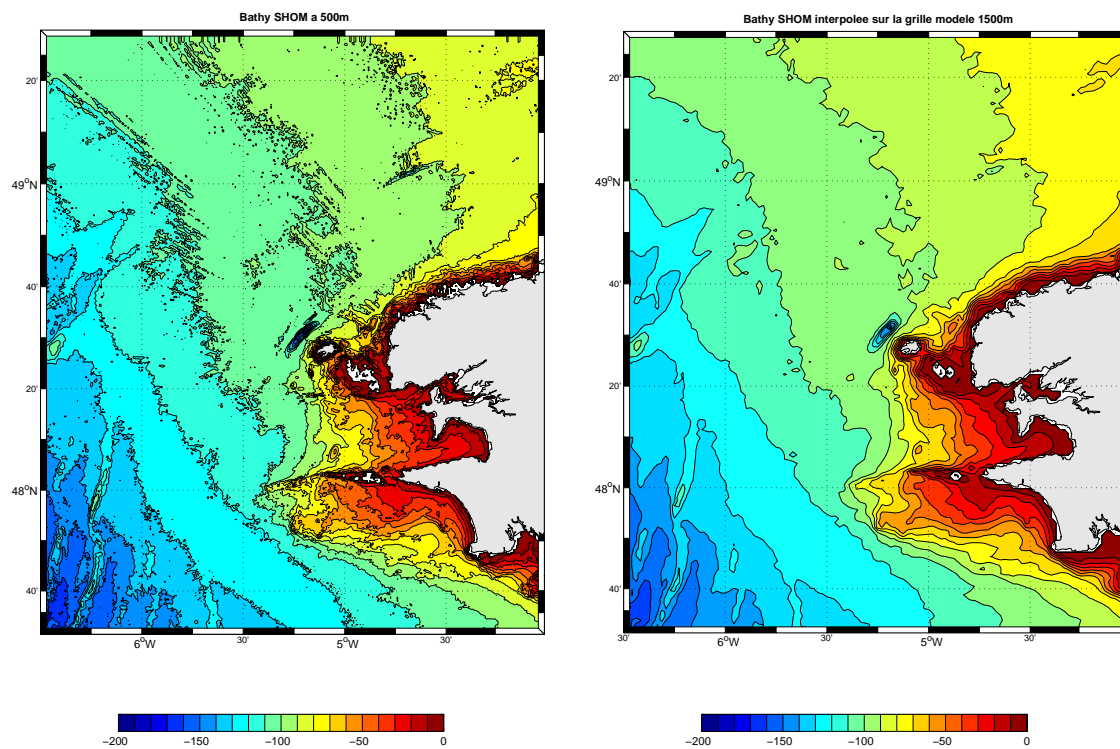
Les limites géographiques du domaine ont été fixées en fonction de plusieurs paramètres :

- le domaine devait être assez grand pour couvrir toute la pointe ouest Bretagne
- le domaine devait avoir une extension nord et ouest telle que le front d'Ouessant soit nettement visible en période estivale
- la bathymétrie utilisée devait être très précise, pour cela nous avons utilisé la bathymétrie à 500m de la mer d'Iroise, fournie par le SHOM². Les données allaient jusqu'à la latitude 47.5° N, nous imposant dès lors la limite Sud.
- le modèle utilisé étant sujet à des erreurs de gradient de pression dans les zones de fortes pentes, nous avons choisi le domaine à la limite du talus continental.

En conséquence, le domaine géographique choisi s'étend de 6.5° W à 4° W et de 47.5° N à 49.5° . La résolution horizontale de cette configuration est 1500 m (143 points suivant la direction méridienne et 120 points suivant la direction zonale). Le choix de cette résolution a été fait afin de pouvoir décrire les processus physiques petites échelles de la zone, et notamment *le front d'Ouessant* en période estivale tout en conservant un temps de calcul "raisonnable". La bathymétrie du modèle a été obtenue en extrapolant les données bathymétriques fournies par le *SHOM*. Le domaine et la bathymétrie utilisée pour notre configuration "Iroise" sont présentées sur les figures (2.5, a et b).

Sur la verticale, nous avons mis $N = 30$ niveaux sigma afin de bien discrétiser la colonne d'eau et notamment de bien décrire les couches de surface et de fond. La profondeur minimale a été choisie à $h_{min} = 15$ mètres. Compte tenu des faibles profondeurs de notre domaine (maximum de 120 m), nous avons utilisé une grille verticale régulière, sans étirement ("stretching") des niveaux sigma, la résolution induite par les 30 niveaux

²Service Hydrographique et Océanographique de la Marine



(a) Bathymétrie brute à 500 m fournie par *EPSHOM*

(b) Bathymétrie de la configuration Iroise, extrapolée à 1500 m

FIG. 2.5 – (a) : Bathymétrie brute, à 500m, fournie par l'*EPSHOM*, (b) bathymétrie de la configuration *Iroise* extrapolée à 1500m et lissée avec un filtre de hanning.

étant suffisante pour décrire correctement les couches de surface et de fond (Fig. 2.6). L'épaisseur des niveaux verticaux sigma est présentée sur la figure 2.7.

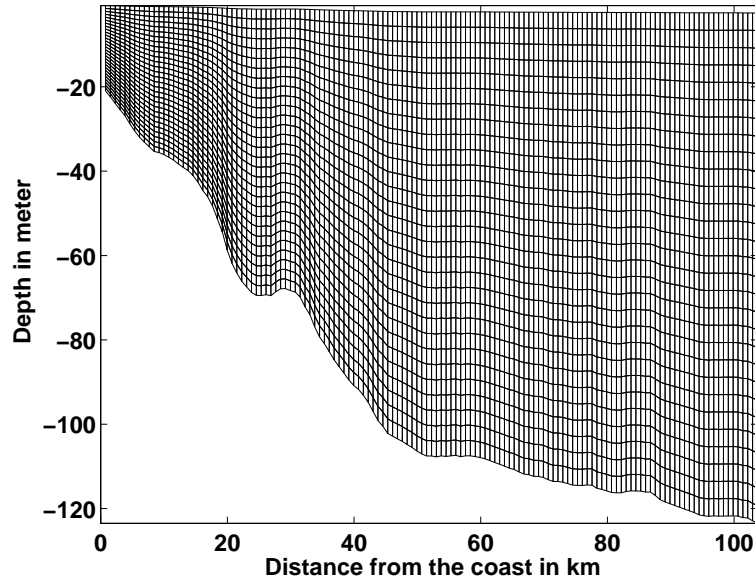


FIG. 2.6 – Structure du système de coordonnées s : niveaux verticaux pour les points ρ le long d'une section à travers la mer d'Iroise le long de la longitude 48° N

Tests en stratification neutre

Dans la partie consacrée à la description du modèle, nous avons souligné la possibilité d'erreur de gradient de pression. **Ces erreurs sont susceptibles de créer des courants numériques artificiels importants au-dessus des pentes.** L'un des moyens utilisés pour éviter des erreurs trop importantes est le lissage de la topographie. Toutefois, dans le cas de configuration à haute résolution comme la nôtre, le niveau de lissage à appliquer est un point délicat : trop de lissage fait disparaître les accidents topographiques et donc modifie la circulation de manière irréaliste dans la zone et un lissage trop faible, au travers des pentes importantes si elles existent, aura tendance à induire des courants numériques associés à l'erreur du gradient de pression.

Nous avons choisi d'utiliser un lissage très faible en extrapolant la bathymétrie brute fournie par le SHOM auquel nous avons appliqué un simple filtre de hanning, ce niveau de lissage nous permettant de conserver un niveau de réalisme acceptable pour la bathymétrie mais présentant toujours en quelques endroits des pentes fortes susceptibles de poser des problèmes. Afin de quantifier les erreurs de gradient de pression, nous avons testé notre configuration. Pour cela, nous avons réalisé une expérience sans aucun forçage ni variation horizontale en densité, avec quatre murs aux frontières latérales du domaine, on parle alors d'expériences en **stratification neutre**. Les structures verticales en température et

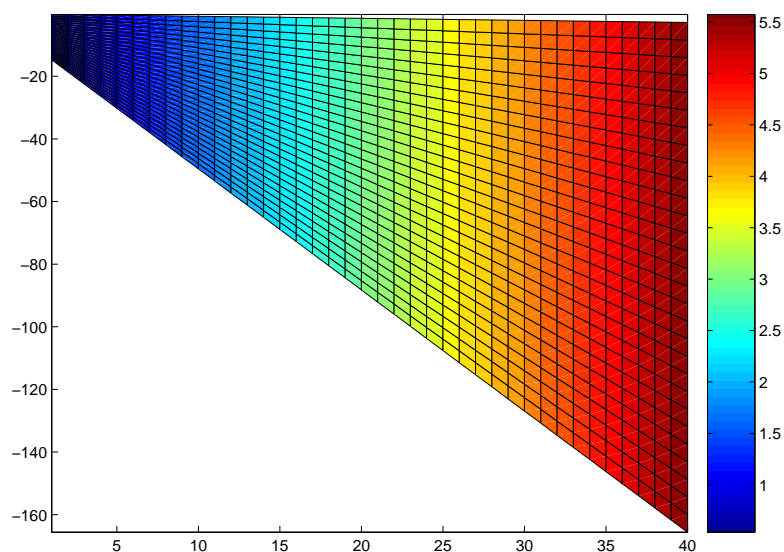


FIG. 2.7 – (a) : Epaisseurs des niveaux verticaux (en mètres) en fonction de la profondeur, le long d'une section topographique analytique. En ordonnée, la profondeur, en abscisse, l'indice cross-shore le long de la section. On remarque qu'il n'y a pas de "stretching en surface et au fond des niveaux verticaux. A la profondeur minimale de 15 m, en surface on a $dz = 0.5$ m et au fond $dz = 0.5$ m. A la profondeur maximale de 169 m, on $dz = 5.6$ m en surface et $dz = 5.6$ m au fond.

salinité sont définies à l'initialisation du modèle, de manière analytique, de telle sorte que le champ de densité ne présente aucun gradient horizontal. Durant ce test, aucun mélange horizontal ou vertical n'est présent afin de mettre en évidence les effets du gradient de pression. Comme il n'y a aucun forçage, pas de gradient horizontal de densité et pas de mélange horizontal ou vertical, le gradient de pression doit rester nul durant toute la simulation. Si des courants apparaissent, ils sont nécessairement dus aux erreurs de calcul du gradient de pression.

Ce cas test a été simulé sur une longue période (six mois) afin d'être sûr que les courants numériques ont atteint leurs valeurs d'équilibre, équilibre géostrophique, puisque seule la force de Coriolis et le gradient de pression sont résolus. Les figures (Fig. 2.8, a et b) représentent donc la circulation et les courants numériques induits par le gradient de pression dans le domaine, après six mois de simulation. Ces courants sont maximaux en surface où ils atteignent des valeurs de l'ordre de 6 cm.s^{-1} . Plus en profondeur, ces courants sont nettement plus faibles, avec des valeurs maximales de l'ordre de 2 cm.s^{-1} . En surface, ces valeurs maximales de 6 cm.s^{-1} sont concentrées en trois zones assez localisées présentant des pentes importantes.

La première se situe au nord de la *Chaussée de Sein*, dans la zone où la bathymétrie remonte brutalement, passant de 100 mètres à 40 mètres en quelques kilomètres. Dans

cette zone de fortes pentes, on observe alors une circulation cyclonique très localisée avec des courants atteignant donc 6 cm.s^{-1} en surface.

Dans le nord et le nord-ouest de Ouessant, on observe également une circulation cyclonique néanmoins les courants numériques sont plus faibles, avec des valeurs maximales de l'ordre de 4 cm.s^{-1} .

Enfin, le long de la *Côte des Abers*, on note une zone de recirculation cyclonique avec des courants numériques de l'ordre de 2 cm.s^{-1} .

Notons que le long des frontières fermées, on observe également des courants numériques artificiels, de l'ordre de $1 - 2 \text{ cms}$; cependant, dans ce cas précis, ces courants ne sont pas directement forcés par l'erreur du gradient de pression et font plutôt partie de la circulation générale créée pour compenser les circulations lentes dues au gradient de pression présent à l'intérieur du domaine.

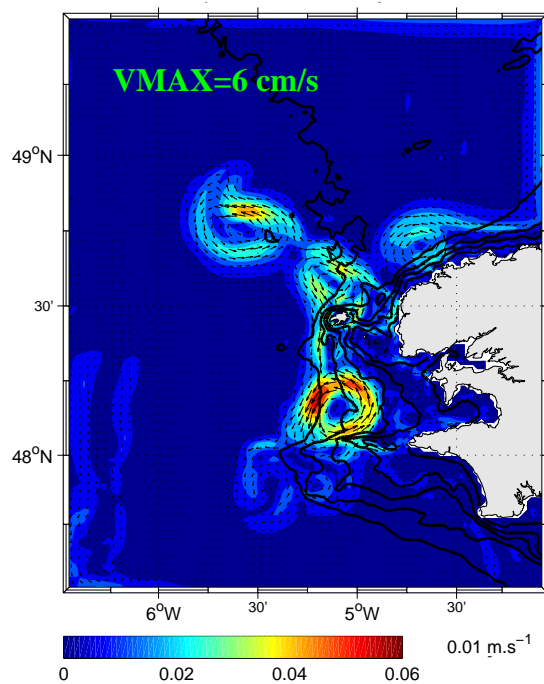
Ces valeurs maximales de courants numériques seront à comparer avec les valeurs des courants moyens présent dans la simulation réaliste. La description de ces courants est faite dans le chapitre suivant, cependant nous pouvons d'ores et déjà discuter ces résultats. Au nord de la *Chaussée de Sein*, on mesure des courants résiduels de l'ordre de $20 - 30 \text{ cm.s}^{-1}$ au nord de chaussée de Sein. Dans cette zone, l'erreur relative est donc de 20% en surface et moins en profondeur, ceci étant tout à fait acceptable. Dans la région des *Abers*, l'erreur est plus importante, mais très localisée car les courants moyens sont très forts près la côte. C'est dans le nord-ouest de Ouessant que l'erreur relative est la plus importante, en effet on relève dans le tourbillon cyclonique, visible (Fig. 2.8, a), que les courants numériques sont de l'ordre des courants moyens de la simulation réaliste et il conviendra de considérer cette zone au nord-ouest de Ouessant avec précaution.

Pour résumer, le lissage effectué est acceptable quasiment partout dans le domaine où les courants numériques sont très faibles.

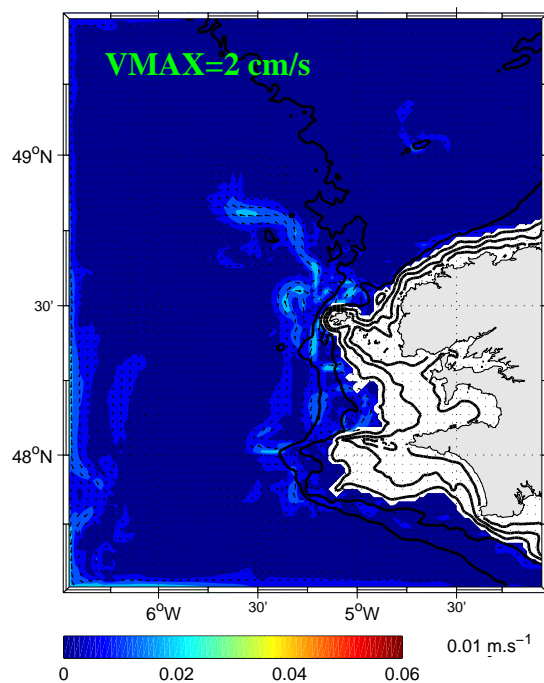
Trois régions assez localisées, au niveau des fortes pentes sont sujettes à des erreurs plus importantes :

- au nord de la *Chaussée de Sein*
- au large de la *Côte des Abers*
- au nord et nord-ouest de Ouessant

Parmi ces trois régions, seule la région située au large de Ouessant, bien que très localisée, est sensible, présentant des courants numériques importants, de l'ordre des courants moyens, résiduels de la simulation réaliste.

**Run en stratification neutre
apres 6 mois de simulation**

a)

**Run en stratification neutre
apres 6 mois de simulation**

b)

FIG. 2.8 – Courants en m/s , us à l'erreur de calcul du gradient de pression, après six mois de simulation. L'échelle de couleur est en $m.s^{-1}$. a) en surface. b) à 60 metres de profondeur

2.2.2 Paramétrisation du mélange vertical : le modèle KPP, surface et fond

Dans notre étude de la mer d'Iroise, la dynamique frictionnelle verticale occupe une place centrale dans les processus responsables des motifs thermiques observés et notamment le front d'Ouessant. Dans notre cas, pour paramétriser les processus de mélange verticaux turbulents sous-maille non-résolus, nous avons choisi d'utiliser le modèle de fermeture turbulente KPP (Large *et al.*, 1994), implémenté dans le code. Deux types de paramétrisation sont utilisés, l'un pour les couches limites océaniques de fond et de surface, l'autre pour "l'intérieur".

La profondeur de la couche de surface (hbl dans le code) dépend des forçages de surface, de la flottabilité et du profil de vitesse. Elle est déterminée en égalisant un nombre de Richardson "bulk" relatif à la surface, $Ri_{bulk-surface}$, à une valeur critique. De manière équivalente, l'épaisseur de la couche de fond est déterminée en prenant en compte la tension sur le fond exercée par le courant. Dans l'intérieur, le mélange est considéré comme étant la superposition de 3 processus, le cisaillement vertical, le déferlement d'onde interne et la double diffusion. Afin de connecter les couches de surface et de fond avec "l'intérieur", à la base de la couche de surface et au sommet de la couche de fond les coefficients de mélange ainsi que leurs gradients verticaux doivent égaliser ceux de "l'intérieur". Il a été montré que ce modèle KPP (Large *et al.*, 1994) permet de modéliser de manière précise et réaliste des processus tel que le cycle diurne d'épaisseur de la couche de surface, son approfondissement par convection ainsi que lors d'événements de tempêtes. Un schéma présentant le principe de ce schéma de fermeture est présenté sur la figure (Fig. 2.9).

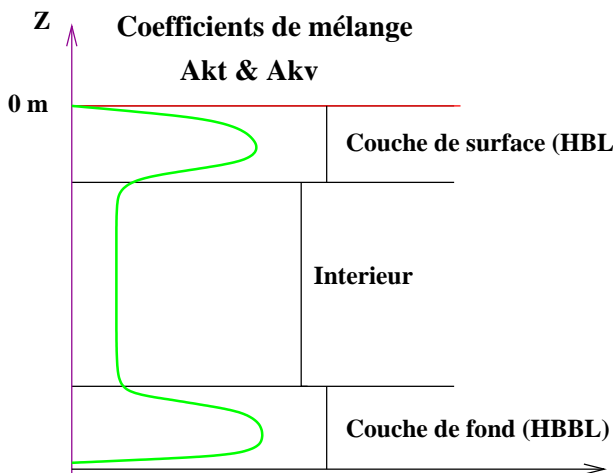


FIG. 2.9 – Schéma de principe du modèle de fermeture KPP utilisé. Les coefficients de mélange sont : la diffusivité thermique $Ak_t \equiv K_v^T$, la diffusivité haline $Ak_s \equiv K_v^S$ et la viscosité turbulente $Ak_v \equiv K_v$.

2.2.3 Frontières ouvertes

En modélisation régionale, les domaines sont généralement limités par la côte et des frontières océaniques. Les côtes sont représentées par une condition de frontières fermées et les frontières océaniques sont généralement des frontières dites "ouvertes" supposées ne pas contraindre et influencer la circulation à l'intérieur du domaine. Ces frontières ouvertes doivent ainsi permettre à la solution présente à l'intérieur du domaine de sortir du domaine sans réflexion et doivent également fournir aux modèles les informations de l'océan environnant.

Dans Roms, les frontières ouvertes sont implémentées sous la forme d'une condition de radiation de type "Orlanski" modifiés. En effets, les conditions d'Orlanski classiques sont améliorées (Marchesiello *et al.*, 2001) en appliquant des conditions d'Orlansky de type "oblique" pour les modes baroclines et de type "Flather" (Flather, 1976) pour le mode barotrope.

Pour les modes baroclines, les conditions d'Orlansky de type "obliques" consistent à projeter chaque variable du modèle, ϕ sur la frontière selon ses composantes normale et tangentielle. Les vitesses de phase normale, C_x , et tangentielle, C_y , sont alors calculées telles que :

$$c_x = -\frac{\partial_t \phi \partial_x \phi}{(\partial_x \phi)^2 + (\partial_y \phi)^2} \quad (2.14)$$

$$c_y = -\frac{\partial_t \phi \partial_y \phi}{(\partial_x \phi)^2 + (\partial_y \phi)^2} \quad (2.15)$$

Si la propagation de la variable ϕ se fait vers l'extérieur, c'est à dire vers l'océan ouvert, la solution décrite à l'intérieur du domaine est évacuée suivant l'équation d'onde (Eq. 2.16) dans lequel on intègre un faible terme de relaxation vers les données extérieures via le terme $\frac{\phi_{data}}{\tau_{out}}$ de l'équation, on parle dans ce cas de rappel aux points frontières et τ_{out} représente le temps de relaxation sortant.

$$\partial_t \phi + C_x \partial_x \phi + C_y \partial_y \phi = \frac{\phi_{data} - \phi}{\tau_{out}} \quad (2.16)$$

Dans le cas où la propagation de la variable ϕ se fait vers l'intérieur du domaine, la valeur est rappelée (terme $\frac{\phi_{data}}{\tau_{in}}$) vers les données imposées aux frontières suivant l'équation suivante (Eq. 2.17) :

$$\partial_t \phi = \frac{\phi_{data} - \phi}{\tau_{in}} \quad (2.17)$$

Dans le cas du mode barotrope, pour la composante perpendiculaire à la frontière, la condition de radiation dite "Flather" du nom de son auteur, a été proposée et utilisée originellement dans des modèles de marée (Flather, 1976). Elle combine une équation de radiation de Sommerfeld unidimensionnelle (Eq. 2.18) (avec comme vitesse de phase celle des ondes de gravité externe) avec une équation de continuité linéaire (Eq. 2.19). Elle s'écrit :

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} \pm c \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} = 0 \quad (2.18)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} \pm H \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} = 0 \quad (2.19)$$

$$\rightarrow \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = \pm \frac{c}{H} \frac{\partial \xi}{\partial t} \quad (2.20)$$

$$\Rightarrow \bar{u}_{bound} = \bar{u}_{data} \pm \frac{c}{H} (\xi - \xi_{data}) \quad (2.21)$$

Le signe dans les équations Eq.(2.18-2.21) dépend de la position de la frontière. La vitesse de phase c est considérée quasiment comme non-dispersive et vérifiant la vitesse de phase d'une onde gravité, ainsi $c = \sqrt{gH}$ avec g l'accélération de la gravité et H la profondeur. L'équation (Eq. 2.21) devient donc

$$\bar{u}_{bound} = \bar{u}_{data} \pm \sqrt{\frac{g}{H}} (\xi - \xi_{data}) \quad (2.22)$$

Cette méthode est parfaitement adaptée aux équations "shallow-water" et est idéale pour les problèmes de marée. En effet, dans cette équation, on voit que les différences entre données extérieures au domaine et les prédictions du modèle peuvent se propager à l'extérieur du domaine à la vitesse des ondes de gravité externes. Le volume est automatiquement conservé dans le domaine et les variations induites par les processus physiques, comme la marée, peuvent être introduites aux frontières (Marchesiello *et al.*, 2001). Nous reviendrons sur ce point dans la section suivante concernant le forçage de marée.

Par ailleurs, afin d'améliorer le comportement du modèle aux frontières ouvertes, une couche éponge, de l'épaisseur de quelques points de grille, est ajoutée le long des frontières ouvertes (Marchesiello *et al.*, 2001). Dans cette couche, deux traitements complémentaires sont effectués :

- à l'intérieur de la couche éponge, la solution est rappelée faiblement vers les données imposées aux frontières ouvertes. Le terme de rappel croit suivant un profil en cosinus sur la largeur de la couche éponge, (via le terme ϕ_{data}/τ_{out} . Ce rappel dans la couche éponge est maximal à la frontière et nul au premier point du domaine en dehors de la couche éponge.
- étant donné qu'il n'y a pas de mélange horizontal explicite dans le modèle, un co-

efficace de mélange explicite, croissant suivant un profil en cosinus à l'intérieur de cette couche est prescrit.

Grâce à ces méthodes, à l'intérieur des couches éponges, la solution du modèle est donc filtrée afin de connecter correctement la solution interne du modèle aux données de plus grande échelle imposée aux frontières.

Forçage aux frontières ouvertes

Les conditions initiales et aux frontières en température, salinité et courants sont prescrites par les données **ECCO**. Ces données sont des sorties interannuelles du modèle global de circulation (OGCM) *ECCO* (*Estimating the Circulation and Climate of the Oceans*, <http://ecco.jpl.nasa.gov/>, rapport MIT (1997)), dont la résolution spatiale est de un degré, et la résolution temporelle de dix jours. Les champs utilisés sont tridimensionnels, cependant le modèle Roms ne les utilise qu'aux frontières ouvertes du domaine, en appliquant des conditions de radiation actives (voir section 2.2.3) de type "Orlanski" sur les traceurs et les vitesses baroclines (Marchesiello *et al.*, 2001) avec des temps de rappel de 3 jours pour les conditions entrantes et de 360 jours pour les conditions sortantes. Les conditions aux frontières ouvertes pour l'élévation de surface et les courants barotropes utilisent quant à elles la méthode de Flather, également décrite plus en détails dans la section 2.2.3.

Notre choix s'est porté sur les données ECCO car nous souhaitons forcer et initialiser notre modèle par des données réalistes plutôt que climatologiques, notre objectif étant de simuler une "année réaliste".

D'autres produits de ce type existent, à plus haute résolution (produit Mercator par exemple, climatologie du Golfe de Gascogne), ils n'ont pas été utilisés lors des simulations car nous ne disposons pas des données à l'époque des simulations. Nous avons préféré utiliser les données ECCO, directement disponibles. L'utilisation d'autres données de forçages aux frontières et d'initialisation, avec une résolution spatiale plus élevée, reste toutefois une des perspectives à ce travail de modélisation réaliste en Mer d'Iroise.

Le modèle ECCO est un OGCM (Ocean Global Circulation Model) dans lequel la marée n'est pas prise en compte : ceci est un des défauts inhérents à l'utilisation de ce type de données. Les masses d'eaux imposées aux frontières ouvertes, issues de ces modèles globaux ou à grande échelle, présentent alors un biais assez important par rapport à la réalité dans les zones de forte marée.

Certains champs de forçages (température en surface et vecteurs vitesses barotropes) sont présentés sur les figures (Fig. 2.10, a, b, c, d). Comme expliqué précédemment, on voit

qu'en été, il n'y a aucune trace du front thermique d'Ouessant dans les produits de forçages aux frontières, celui-ci étant le fruit des processus de mélange vertical induit par la marée. Ce biais est surtout important dans la partie nord du domaine et devra alors être "redresser" par la dynamique interne au modèle régional. Nous reviendrons sur ce point dans la partie "Validation du modèle".

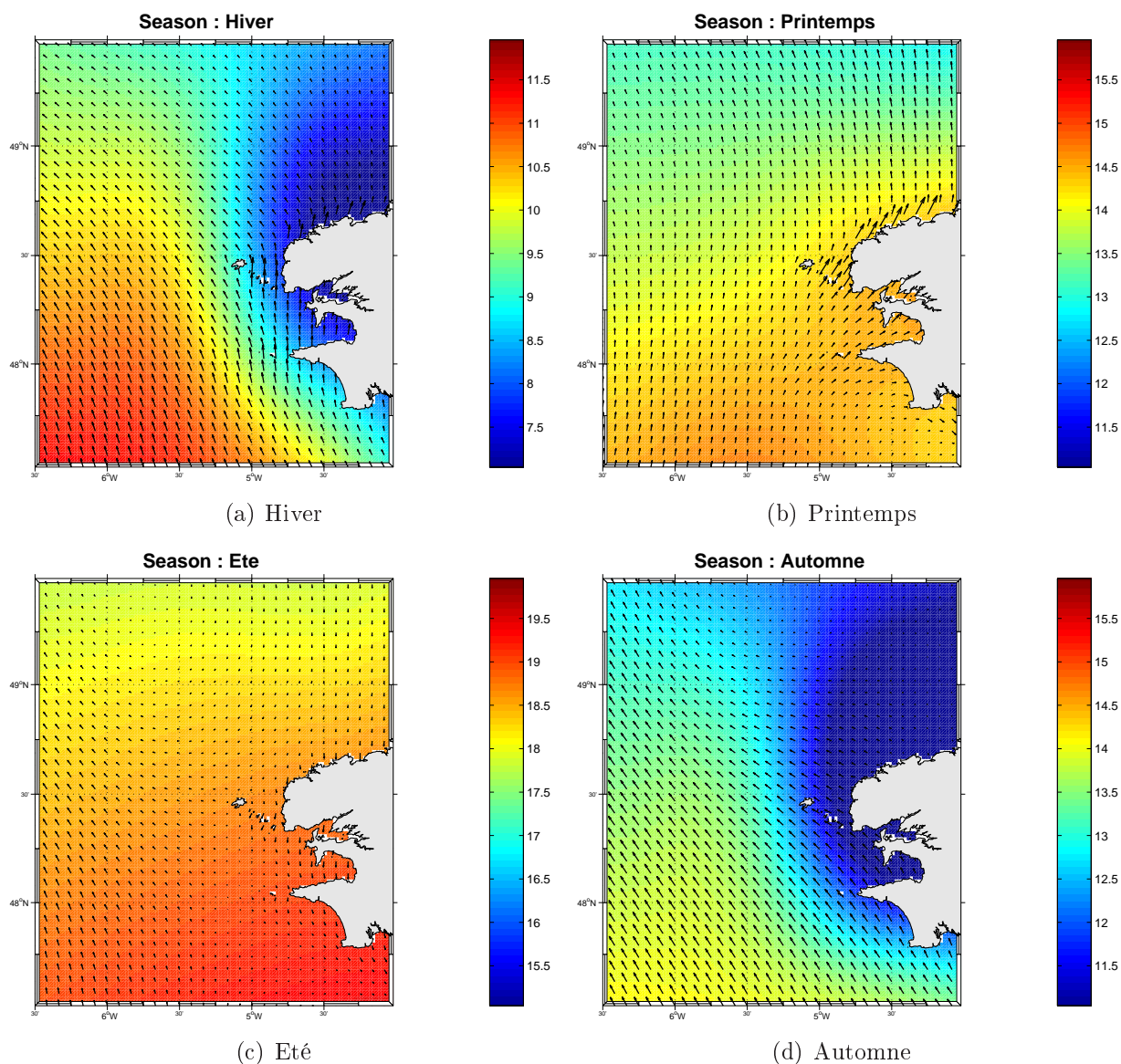


FIG. 2.10 – Moyenne saisonnière des champs de forçages ECCO décadaire (dix jours) utilisés aux frontières pour le forçages de \bar{u} , \bar{v} , u , v , ζ , T & S . Sur ces figures sont présentés uniquement les vecteurs de vitesses barotropes \bar{u} et \bar{v} et la température, T , en surface

Forçage de la marée

Dans la version du code que nous utilisons, la marée est introduite par le forçage aux frontières ouvertes des courants de marée (\bar{u}_{tides} , \bar{v}_{tides}) et des hauteurs d'eau (ζ_{tides}), à l'aide de la méthode de "Flather" décrite dans la section précédente.

Il s'agit donc d'un forçage de marée par les conditions aux frontières où les différentes variables ζ_{tides} , \bar{u}_{tides} et \bar{v}_{tides} sont calculées grâce aux constantes harmoniques de marée fournies par le modèle de marée global TPXO6.2³ de l'*Oregon State University* (Egbert et Erofeeva, 2002). Le cycle tidal est ainsi calculé "online" pendant la simulation, modifiant à chaque pas de temps la valeur des champs ζ_{clim} , \bar{u}_{clim} et \bar{v}_{clim} imposés aux frontières. Cette technique permet ainsi d'introduire, via les conditions aux frontières ouvertes, le forçage de marée.

Les données fournies par le modèle de marée globale sont des constantes harmoniques, d'une résolution spatiale de 0.25 degré qui permettent de calculer, à chaque instant, l'élévation ζ_{tides}^N et les courants de marée barotropes \bar{u}_{tides}^N et \bar{v}_{tides}^N de chaque harmonique, N , de marée. Dans notre configuration, nous avons introduit toutes les ondes de marée disponibles avec ces produits TPXO6.2, c'est à dire les dix ondes de marée suivantes, présentées par ordre d'importance décroissante : M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1, Mf, Mm. Le signal de marée total est la somme de ces différentes harmoniques, N , forcées aux frontières ouvertes du domaine.

Les constantes harmoniques fournies par le modèle TPXO6.2 sont sous formes complexes (parties réelles et imaginaires). Pour intégrer la marée dans le modèle Roms, ces données d'abord interpolées sur la grille du modèle Roms, puis les corrections nodales sont calculées. Les données sont ensuite mises sous forme "amplitude et phase" auxquelles sont appliquées les corrections nodales calculées précédemment. Concernant les courants \bar{u}_{tides}^N \bar{v}_{tides}^N , après l'interpolation sur la grille et le passage de la forme complexe à la forme "amplitude + phase", les caractéristiques des ellipses de courants : excentricité, inclinaison, axe majeur et mineur sont calculées.

Nous présentons par la suite des cartes détaillant la structure de l'élévation de surface et des courants associés à chaque harmonique présente dans les données TPXO6.2 (Fig. 2.11 et Fig. 2.12). Rappelons que ce sont uniquement les données aux frontières ouvertes qui sont utilisées par le modèle Roms pour propager la marée.

Sur les figures (2.11, a, b, c d) une présentation des caractéristiques, (amplitude et phase), pour l'élévation de hauteur d'eau et pour les courants barotropes des harmoniques M2 et S2 du signal total sont présentées. Sur ces figures, on voit que l'amplitude de l'harmonique M2 est nettement supérieure à celle de S2, en effet c'est l'onde principale dans la région. L'observation des cartes (Fig. 2.11, b et d) nous indique que la propagation des ondes de

³Les données sont disponibles sur le site internet <http://www.oce.orst.edu/po/research/tide/global.html>

marée M2 et S2 se fait en longeant la côte et en entourant, du sud-est vers le nord-est, la pointe Ouest Bretagne. Les figures (Fig. 2.12, a, b, c et d) détaillent les ellipses de courants de marée déduites du modèle de marée global TPXO6.2. Sur ces figures, seules les ondes M2, S2, K1 et O1 sont présentées, permettant d'illustrer les différences d'intensité générées par les harmoniques diurnes et semi-diurnes.

Dans le cas des ondes semi-diurnes, les courants à la frontières sud sont plus faibles qu'à la frontières nord, surtout pour l'onde M2. On remarque également qu'à la frontière sud, l'amplitude des courants présente un gradient zonal important, avec des courants plus intenses dans l'ouest du domaine. Pour toutes les ondes de marée, (pas toutes présentées), les intensités des courants associés aux différentes harmoniques de marée apparaissent maximales le long de la côte, selon un motif proche des observations. Les courants associés à l'onde principale M2 sont en accord avec les observations, ceci permet alors d'être confiant quant à la qualité du produit TPXO6.2. même si ces données présentent une résolution spatiale relativement faibles comparées à celle de notre modèle.

Il est à noter que d'autres produits existent pour le forçage de marée existent, notamment les données FES 2004 (Lyard *et al.*, 2006) délivrées par le POC à Toulouse et issus d'un modèle de marée barotrope aux éléments finis. Ces produits fournissent en particulier les constantes harmoniques des ondes "non-linéaires" de marée M4 et M6, malheureusement nous ne disposons pas des ces données lors de la réalisations des simulations. Néanmoins, comme dans le cas des produits de forçages aux frontières Mercator, l'utilisation des ces données issues du POC est une des perspectives à courtes échéances de ce travail de modélisation réaliste en Mer d'Iroise avec le modèle Roms.

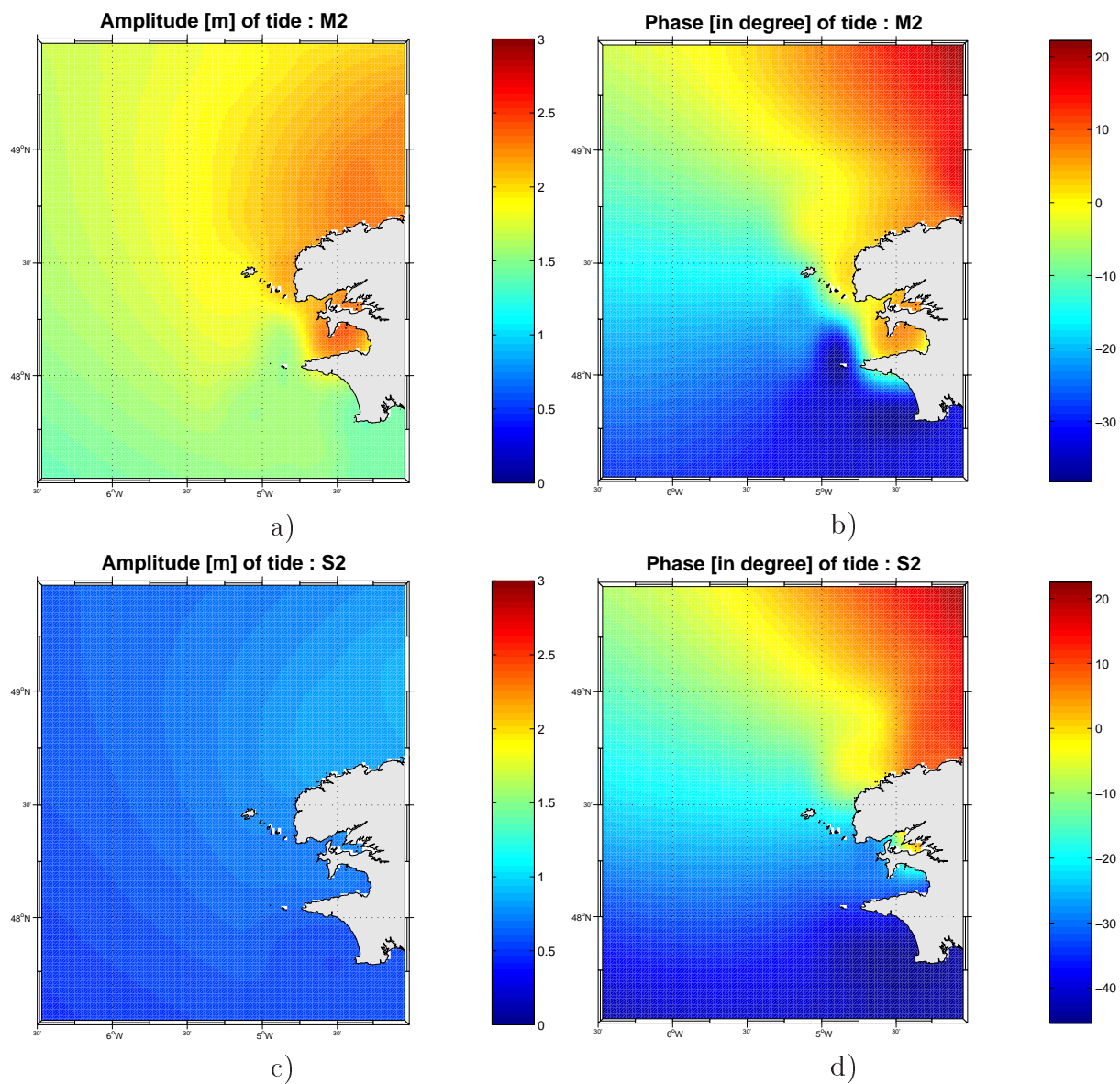


FIG. 2.11 – Amplitude et phase pour l'élévation de hauteur d'eau associée à l'onde de marée M2 (a et b) et S2 (c et d), fournies par le modèle TPXO6.2 et interpolées sur la grille du modèle. Les amplitudes sont en mètres et les phases en degré.

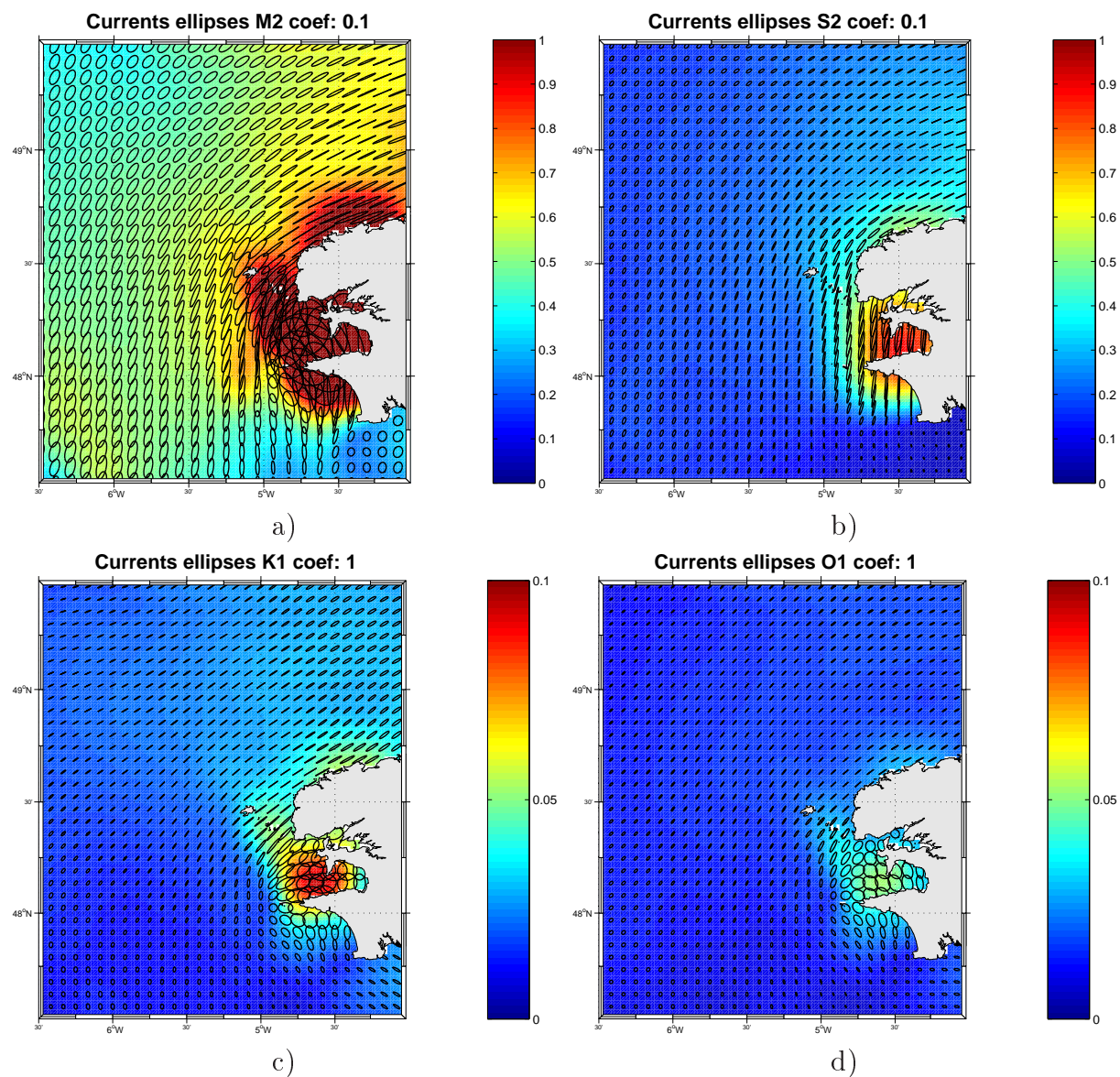


FIG. 2.12 – Ellipses de courant déduites des données TPXO6.2 et interpolées sur la grille du modèle. En fond, l'amplitude maximale de l'ellipse de courants : le demi-axe majeur, en m.s^{-1} . On note le coefficient d'échelle différent d'un ordre de grandeur entre les ondes semi-diurnes, M2 et S2, (a et b) et les ondes diurnes K1 et O1 (c et d).

2.2.4 Les flux de surface

La tension du vent

Pour nos simulations, nous avons utilisé la tension de vent QuikSCAT journalier moyen fourni par le Cersat⁴ (Ifremer/CERSAT, 2002). Ces données de tension de vent sont issues d'un diffusiomètre satellite mesurant le vent à la surface de l'océan. La résolution spatiale de ces données de vent QuikSCAT est de 0.25 degré.

Les figures (2.13, a et b) présentent des comparaisons entre les données de tension de vent déduites des observations de vitesses de vent enregistrées au sémaphore de Ouessant et les données QuikSCAT de tension de vent, au même point. Ces dernières sont très bien corrélées avec les observations (corrélation de 0.87 dans la direction zonale et de 0.75 dans la direction méridienne, Fig. 2.13). Bien que les données de forçages semblent sous-estimer légèrement les coups de vents, surtout dans la direction zonale, elles apparaissent tout à fait fiables et de bonne qualité par rapport aux observations in-situ.

A partir de ces résultats, nous avons utilisé ces données QuikSCAT pour présenter une caractérisation saisonnière succincte des conditions de vents dans la zone au cours de l'année simulée : l'année 2003. Les figures (Fig. 2.14, a, b, c, d) présentent des moyennes saisonnières de tension de vent dans la région.

En hiver, la tension de vent moyenne est de $0.16N.m^2$ avec une orientation moyenne à $\sim 185^\circ$ (Sud). Durant la saison printanière, l'intensité du vent diminue, avec une tension de vent moyenne de l'ordre de $0.08N.m^2$. A cette saison, la direction moyenne est légèrement modifiée en s'orientant à $\sim 213^\circ$ (Sud/Sud-Est). Durant, l'été, les vents diminuent, affichant alors une tension moyenne de $\sim 0.06N.m^2$ et une orientation moyenne à l'Ouest-Nord-Ouest, au 295° . Durant l'automne, l'intensité du vent réaugmente, affichant une intensité moyenne de $\sim 0.14N.m^{-2}$ et une direction moyenne quasi-Nord, au 350° .

Les flux de chaleur

Les flux nets reçus à la surface de l'océan présentent quatre composantes : le flux radiatif "short wave" du au rayonnement solaire qui pénètre les couches de surface de l'océan, le flux infrarouge, dit "long wave", émis de la Terre vers l'atmosphère, le flux de chaleur latente dû aux processus de condensation/évaporation à l'interface océan-atmosphère et enfin le flux de chaleur sensible, dû à la conduction de chaleur entre océan et atmosphère. Ces deux derniers types de flux de chaleur, latent et sensibles, sont des flux de chaleur turbulents.

La configuration Iroise est forcée en surface par les flux de chaleur NCEP⁵ (*National Center for Environmental Prediction*) de l'année 2003, avec une résolution spatiale de deux

⁴<http://www.ifremer.fr/cersat/en/data/download/gridded/mwfsqcat.htm>

⁵<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html>

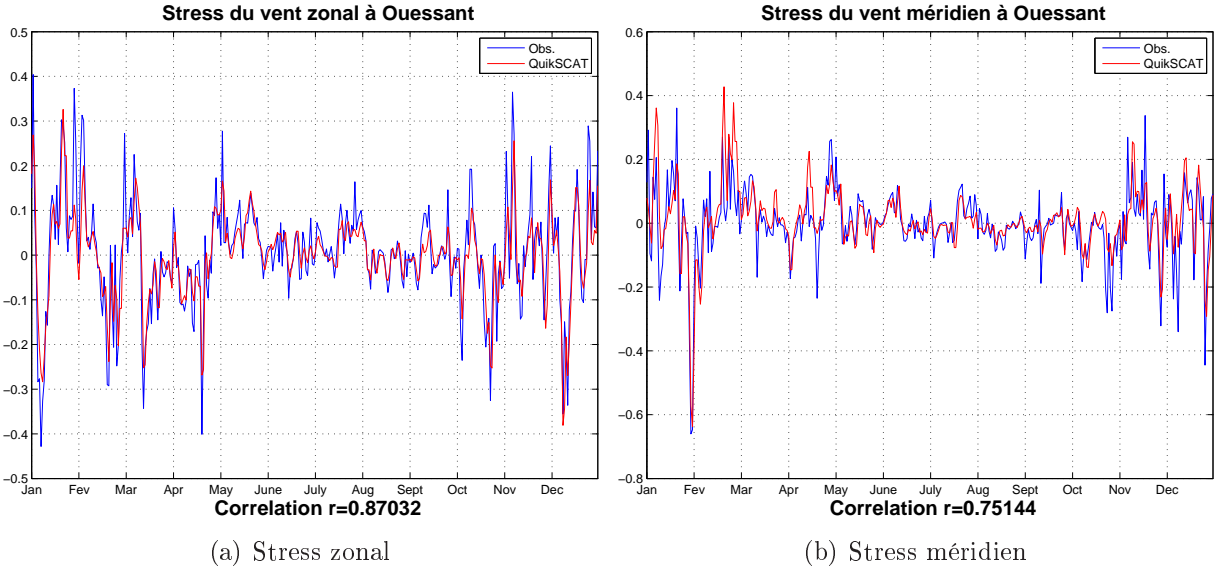


FIG. 2.13 – Evolution annuelle de la tension de vent à Ouessant. En rouge les données de forçages issues du diffusiomètre satellite QuikSCAT et en bleu les données issues des mesures in-situ au sémaphore d’Ouessant. a : direction zonal. b : direction méridienne.

degrés et temporelle de six heures. Ces données NCEP ont donc une résolution spatiale lâche (comme c’est souvent le cas avec les flux de chaleur), qui ne nous permet d’avoir que peu de points sur notre domaine mais nous disposons par contre d’un échantillonnage temporel fin, nous permettant de résoudre le cycle diurne.

Ces données NCEP nous fournissent les flux solaires ("short wave radiation"), les flux net infrarouge ("long wave radiation") ainsi que la température de l’air à 2 m, l’humidité de l’aire et le taux d’évaporation. Ces dernières variables sont utilisées pour calculer les flux de chaleur latente et sensible via la formulation "Bulk" de Roms utilisée, identique à celle utilisée dans le modèle atmosphériques COAMPS (Coupled Ocean/Atmosphere Mesoscale Prediction System) (Hodur *et al.*, 2002).

Dans la formulation "Bulk" de Roms, le flux de chaleur latente dépend de la température de surface de l’océan, de la vitesse du vent, de la température de l’air à la surface de l’océan et d’autres paramètres thermodynamiques rendant son expression assez complexe (Eq. 2.23, 2.24, 2.25).

$$Q_{latent} = -Evap \frac{H_{evap}}{C_p} \quad (2.23)$$

$$Evap = \rho_{air} U_{10m} (qw - qa) \quad (2.24)$$

$$H_{evap} = 2.5029e^{-6} - 2.40e^3 T_{surf} \quad (2.25)$$

avec $Evap$: le taux d’évaporation, en $m.s^{-1}$, U_{10m} : la vitesse du vent à 10 mètres, $qw = f(T_{surface})$: l’humidité spécifique de saturation à la surface de l’océan, et $qa =$

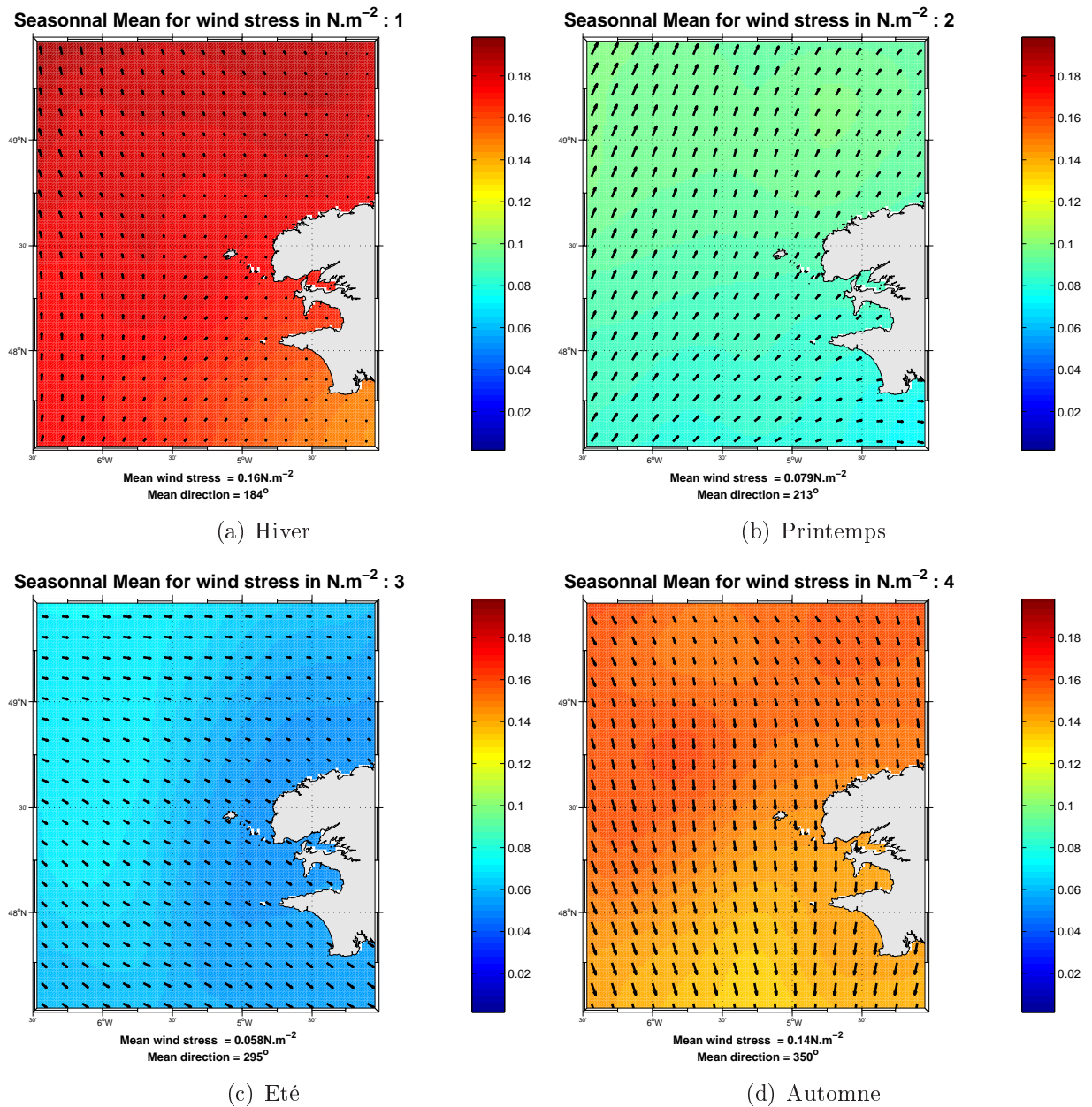


FIG. 2.14 – Moyennes saisonnières de la tension du vent (en $N.m^{-2}$). Les vecteurs sont présentés tous les 6 points de grille. Sur ces graphes sont indiquées les intensités moyennes de la tension de vent sur la zone Iroise.

f (température de l'air) : l'humidité spécifique de l'air.

Le flux de chaleur sensible s'écrit :

$$Q_{sensible} = -a C_s T_{surf} - T_{air} C_{p_{air}}/C_p \quad (2.26)$$

avec $a = \rho_{air}/\rho U_{10m}$, $C_s = K a$, $K = 0.0014$ ou $K = 0.011$

Ces flux dépendent donc de la vitesse du vent, de la température de l'air à la surface de l'océan, de sa densité mais aussi de la différence de température entre l'océan et de l'atmosphère. Dans notre cas, l'utilisation de cette formulation "Bulk" s'est avérée intéressante en nous permettant de faire intervenir, à chaque pas de temps de la simulation, la température de l'océan fournie par le modèle dans le calcul des flux de chaleur latente et sensible.

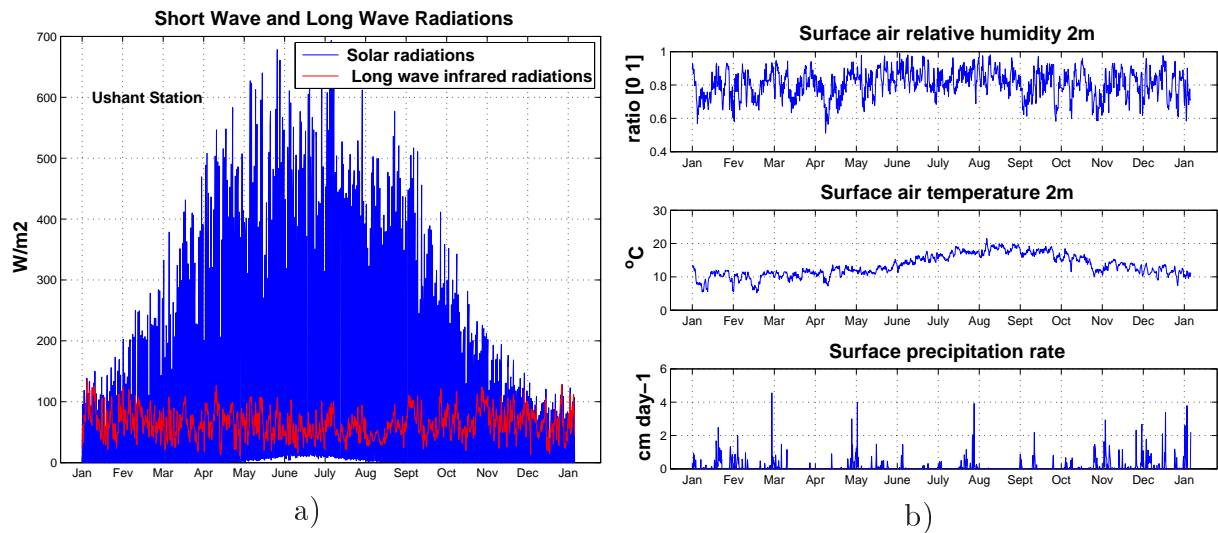


FIG. 2.15 – a) Evolution annuelle du flux solaire incident, ultraviolet et visibles ("short wave") en bleu et flux terrestre infrarouge ("long wave") dans le centre du domaine. b) Evolution annuelle de différents paramètres fournis par NCEP et interpolés sur la grille pour calculer les flux de chaleurs latente et sensible : humidité spécifique à la surface de l'océan (haut), température de l'air à 2 mètre au dessus de la surface de l'océan (milieu), taux de précipitation à la surface de l'océan (bas)

2.2.5 Friction sur le fond

Dans cette configuration Iroise, la tension des courants sur le fond est très importante et provoque un brassage vertical depuis le fond très fort. Dans cette section, nous détaillons donc la paramétrisation de la tension de fond utilisée : la paramétrisation logarithmique de Von-Karman-Prandtl.

Pour cette paramétrisation (décrite en 2.1.21), le coefficient de trainée C_d s'écrit $C_d = \left(\frac{\kappa}{\log[\Delta z_b/z_r]}\right)^2$ si $C_d^{min} < C_d < C_d^{max}$ et prend l'une des valeurs limites sinon. Le coefficient de

trainée C_d dépend ainsi de la profondeur, ceci permettant une "répartition" hétérogène du coefficient de trainée dans le domaine avec des valeurs plus élevées en zone peu profonde (Fig. 2.16, a).

Dans notre cas, cette paramétrisation convient particulièrement, en effet le coefficient de friction C_d est maximal dans les zones de faibles profondeurs, lieu des courants de marée les plus intenses. Ceci est illustré (Fig. 2.16, b) où l'on voit que la section zonale au sud (courbe rouge) présente des valeurs de coefficient de trainée nettement plus importantes en zone littorale peu profonde qu'au large.

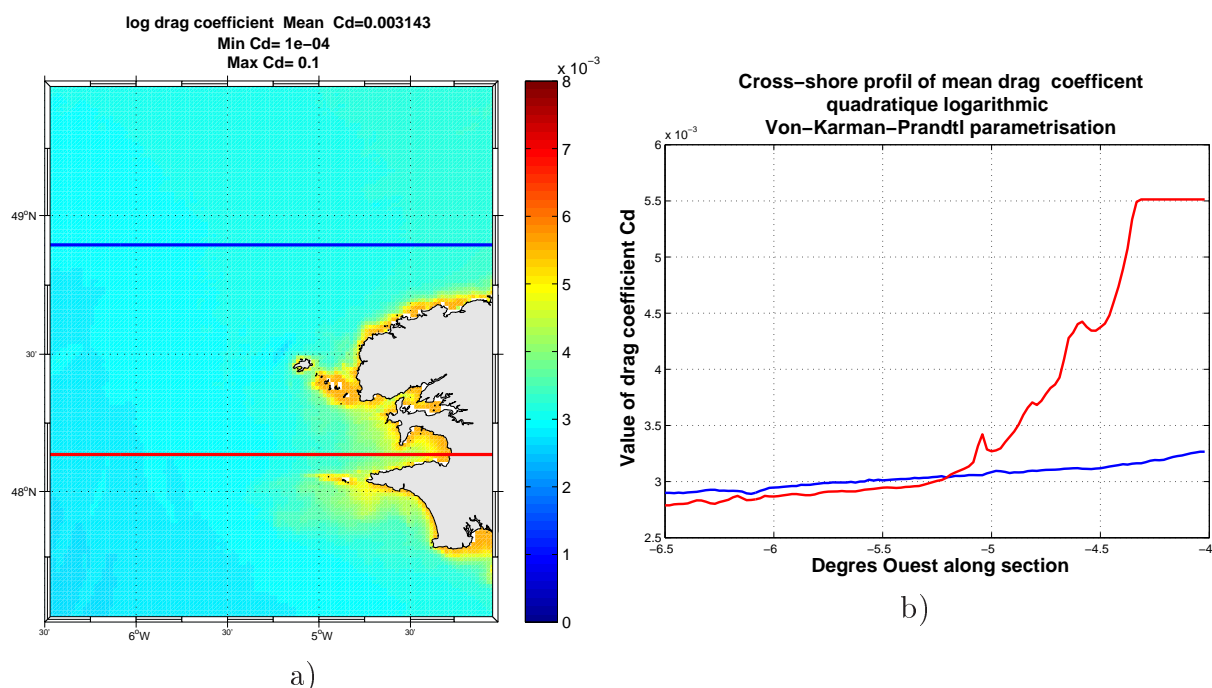


FIG. 2.16 – a) : Carte présentant le coefficient de friction, C_d , utilisé pour paramétriser la tension sur le fond exercée par les courants. b) : Profils zonaux, le long des sections présentées en (a), depuis le large vers la côte.

Bilan des paramètres de la configuration

Dans le tableau Tab. 2.1, les paramétrisations et caractéristiques principales de la simulation de référence sont résumées.

Paramètre et Unités	Valeurs
Nombre de points sur l'horizontale (N_x N_y)	$N_x = 143$ et $N_y = 120$
Nombre de points verticaux N_z	$N_z = 30$
Raffinement résolution verticale en surface $0 < \theta < 8$	$\theta = 0.001$
Raffinement résolution verticale au fond $0 \leq b \leq 1$	$b = 1$
Profondeur minimale h_{min} en m	$h_{min} = 10$
Épaisseur couche de raffinement maximum ($0 < h_c < h_{min}$)	$h_c = 15$ m
Pas de temps barocline (s) $0 < \Delta t_{bc} < \min(\frac{N_{bt} L_x}{N_x \sqrt{gh_{max}}}, \frac{L_x^2}{N_x^2 A_h^{sp}}, \frac{\Delta z_B}{r})$	$\Delta t_{bc} = 120$ s
Nombre d'itérations barotropes ($N_{bt} = \frac{\Delta t_{bc}}{\Delta t_{bt}}$)	$N_{bt} = 30 \rightarrow \Delta t_{bt} = 4$ s
Friction de fond ($m^2.s^{-2}$)	Paramétrisation logarithmique, $z_r = 0.001$, $C_d^{min} = 1e^{-4}$ et $C_d^{max} = 1e^{-1}$
Temps de rappel (en jours) traceurs	$\tau_{in}^T = 1$ & $\tau_{out}^T = 360$
Temps de rappel (en jours) dynamique	$\tau_{in}^M = 3$ & $\tau_{out}^M = 360$
Couche éponge	Épaisseur $L^{sp} = 10$ km & Viscosité $A_h^{sp} = 10m^2s^{-1}$
Fréquence de sorties	sorties moyennes tous les 2 jours
Durée de la simulation	simulation de 1 an (année 2003)

TAB. 2.1 – Paramètres de la configuration **Iroise** à 1500 mètres de résolution spatiale

2.3 Validations de la simulation

2.3.1 Stabilité de la simulation

Nous avons vérifié la stabilité et l'évolution de la simulation. Pour cela, nous avons calculé l'évolution temporelle de variables d'ensemble sur le volume d'eau, la température, la salinité et l'énergie cinétique de la simulation. Pour vérifier la stabilité de la simulation, nos analyses se sont fondées sur une simulation identique à la simulation de référence mais d'une durée de deux ans, reproduisant deux fois l'année 2003. Ceci a été effectué afin de nous assurer qu'il n'y avait pas de dérive du modèle à l'échelle annuelle.

Cette configuration présente des courants de marée très importants qui ont pour effet de mener le modèle à son état d'équilibre très rapidement, en l'espace de quelques jours (Fig. 2.17). Cette phase de mise en équilibre, le spin-up, est en effet à peine visible sur les figures (2.17 a, b, c). Il s'effectue ainsi l'espace quelques jours, (rappelons que l'échantillonnage temporel est de 2 jours) et est à peine échantillonné avec notre fréquence de sortie de deux jours.

Les figures (2.17 b, c) présentent le niveau d'énergie cinétique totale (moyenne sur le volume) et en surface de la simulation. Au premier mois de la simulation, en janvier, on observe un pic d'énergie cinétique, surtout marqué sur l'énergie cinétique en surface. Ce pic est probablement lié à un "choc" dans les forçages de surface ou aux frontières durant le mois de janvier. Ce pic est lié à une brusque anomalie négative du volume total du domaine (Fig. 2.17, a).

Cela semble néanmoins sans conséquence sur le reste de la simulation, les figures (Fig. 2.17 d et e), indiquant que les températures moyennes (volume total et en surface) ne présentent pas de dérive d'une année sur l'autre soulignant le bon comportement moyen du modèle.

2.3.2 Les courants de marée

Les validations de courants de marée ont été effectuées par rapport à des données courantométriques fournies par le SHOM, en différentes stations de la mer d'Iroise. Ces données ont été mesurées dans des zones de forts courants, dans les chenaux du Four, du Raz de Sein et du Fromveur, et à proximité des îles de Sein et d'Ouessant.

Les courants de marée en Mer d'Iroise ont une orientation principalement sud/nord et sont particulièrement forts dans les zones peu profondes où on peut enregistrer des vitesses atteignant jusqu'à $2m/s$ en période de vives-eaux (*Raz de Sein, Chenal du Fromveur*). Les séries temporelles des courants modélisés ont été comparées à des données courantométriques du SHOM en procédant à une analyse harmonique. Des comparaisons en trois stations sont présentées sur la figure 2.19

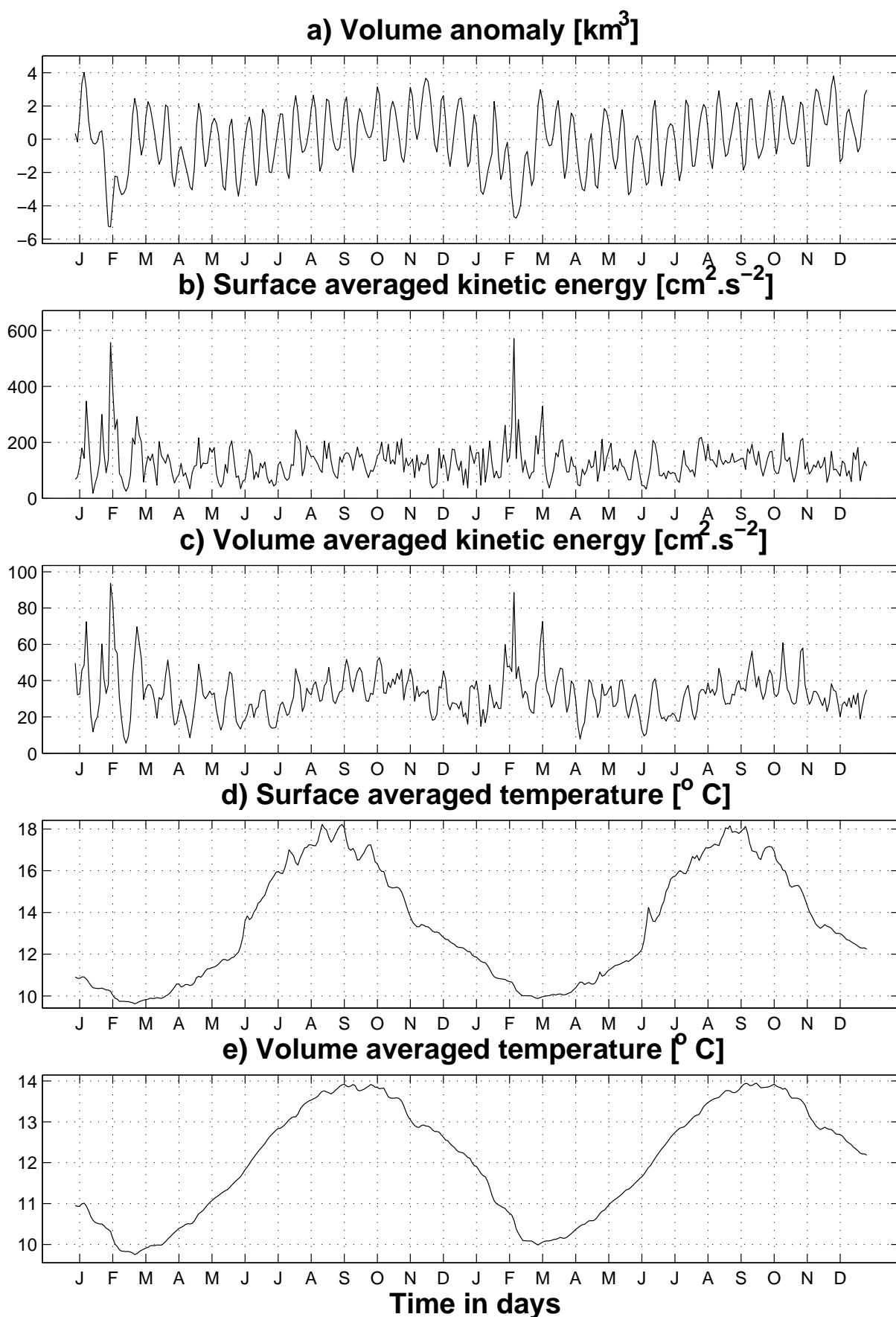


FIG. 2.17 – Evolution temporelle de différentes variables intégrées du modèle. (a) énergie cinétique moyennée en surface ($\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$), (b) énergie cinétique moyennée en volume ($\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$), (c) température moyennée en surface ($^{\circ}\text{C}$), (d) température moyennée en volume ($^{\circ}\text{C}$)

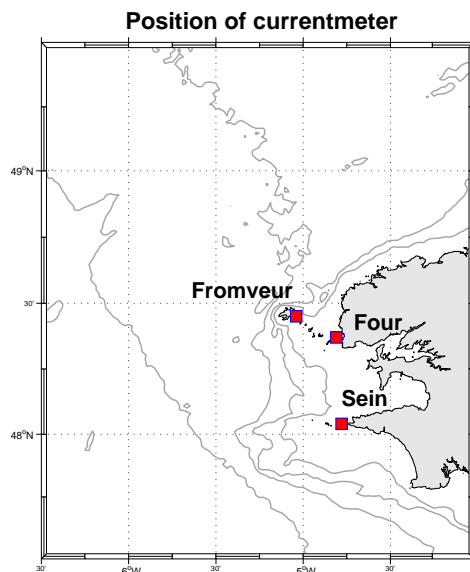


FIG. 2.18 – Positions des courantomètres analysés.

Les ondes principales de marée (M2, S2, K2) sont bien représentées. A la station "Fromveur", on note un biais sur l'orientation de l'ellipse de marée de l'ordre de $\sim 30^\circ$, dû aux erreurs associées à la discrétisation de la bathymétrie du modèle. Les amplitudes des ondes diurnes sont d'un ordre de grandeur moindre que celles des ondes semi-diurnes. L'onde O1 est bien représentée mais on observe que le modèle sous-estime l'amplitude des ondes P1 et K1, pour des raisons encore inconnues.

Les ondes de marée principales, semi-diurnes, apparaissent correctement modélisées avec des amplitudes en accord avec les observations. Les ondes diurnes présentent quant à elles des erreurs plus importantes par rapport aux observations, cependant l'amplitude de ces ondes diurnes est d'amplitude nettement plus faibles que celles des ondes semi-diurnes (un ou deux ordres de grandeur), n'influant que dans une moindre mesure sur les résultats de la simulation.

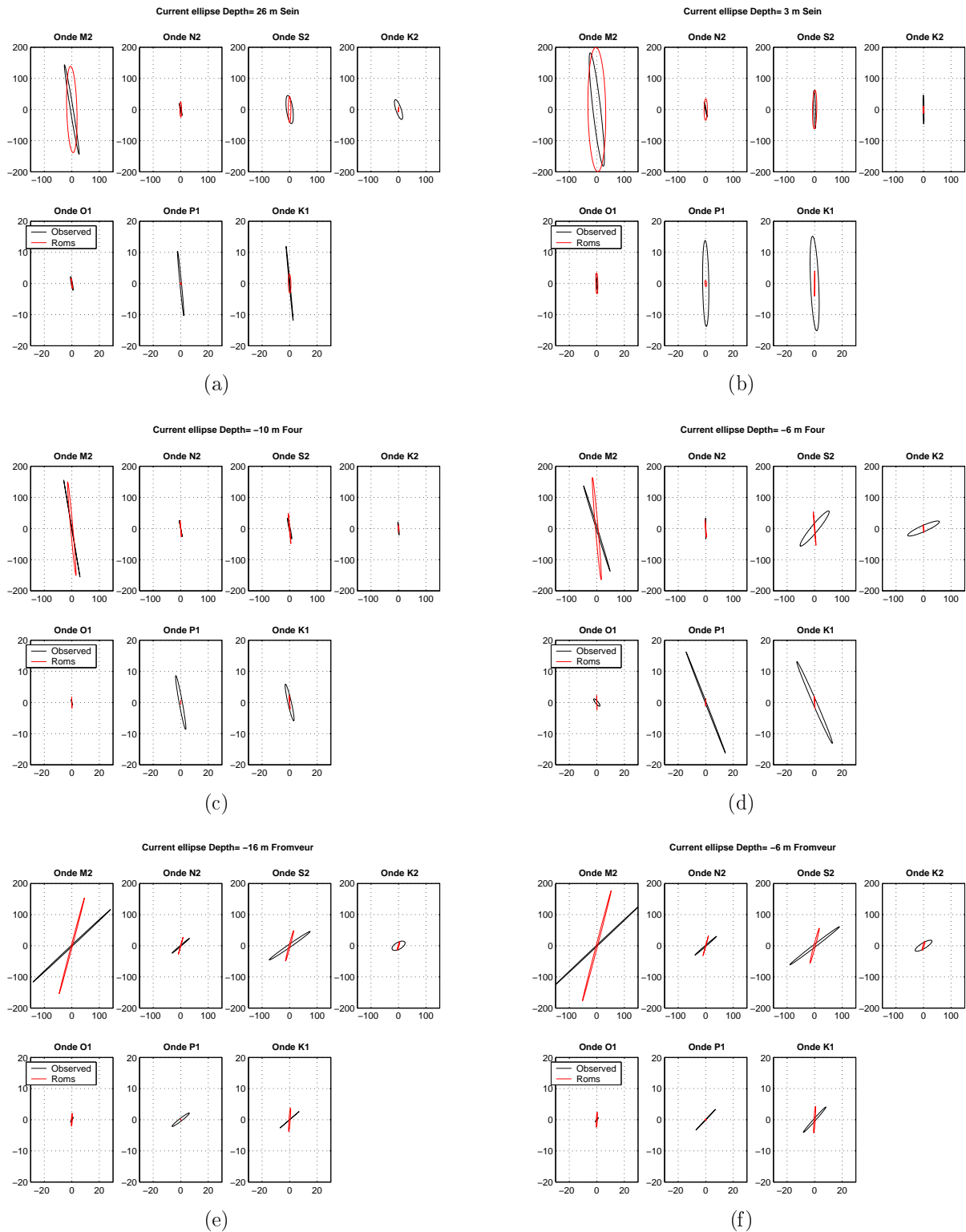
De manière générale, les résultats de ces analyses harmoniques nous permettent d'être confiants quant à la capacité du modèle à simuler les courants de marée en mer d'Irlande de manière réaliste.

2.3.3 Hydrologie

Afin de valider la structure hydrologique fournie par le modèle, nous avons comparé nos simulations aux observations disponibles dans la zone. Des comparaisons à des images satellites de SST (données SAFOSI, diffusés par le CERSAT⁶, de résolution 2 km) sont présentées. Nous avons également confronté nos résultats à des profils verticaux de tempé-

⁶Centre ERS d'Archivage et de Traitement, <http://www.ifremer.fr/cersat/fr/>

FIG. 2.19 – Comparaisons des ellipses de marée issues de l'analyse harmoniques, (en noir, les observations, en rouge les données modèle). Les analyses harmoniques ont été effectuées en différentes stations de la Mer d'Iroise, à différentes profondeurs. Les courants sont présentés en cm/s. (a et b) : station "Sein", (c et d) : station "Four", (e et f) : station "Fromveur"



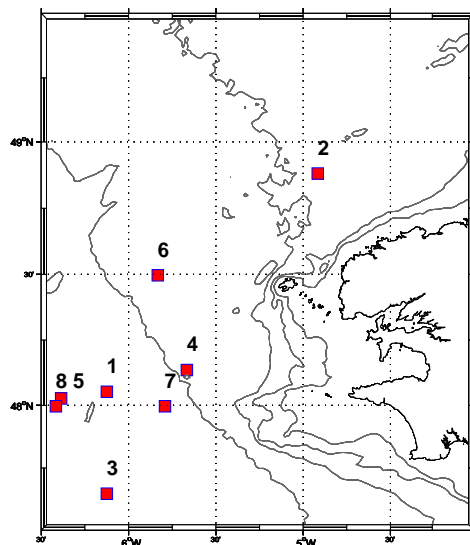


FIG. 2.20 – Positions des profils de température observés et simulés

rature, issue de la base de données SISMER⁷ (Systèmes d'Informations Scientifiques pour la MER) et NODC.⁸

Profils verticaux de température : Données *NODC*

Les données du NODC sont assez hétérogènes dans le temps et l'espace, nous disposons en effet de données comprises entre les années 1999 et 2003, en différents points de la zone d'étude. Les profils sont principalement situés dans le sud-ouest du domaine (Fig. 2.21), (stations 1, 3, 4, 7, 8), en région stratifiée en été et seules les stations 2 & 6 sont situées en zones mélangées, en été.

Les stations 1, 2, 3, 4, 5 et 7 sont caractéristiques des mois de mai et juin, c'est à dire durant la période de mise en place du front d'Ouessant et seules les stations 6 & 8 se situent en pleine période d'activité du front thermique d'Ouessant (juillet & août).

Nos validations ont été effectuées en comparant trois champs ; les données in-situ, les données de simulation et les données du modèle ECCO (forçage en température imposé aux frontières ouvertes). Ces comparaisons nous ont apparu importantes afin d'estimer la qualité des champs de forçage imposés aux frontières ouvertes. En effet, disposant de ces données ECCO sur tout le domaine, (et pas uniquement aux frontières où elles sont utilisées) nous avons pu effectuer leur validation par rapport aux observations disponibles.

En région stratifiée (Fig. 2.21, profil $k = 1, 3, 4, 5, 6, 7, 8$), la position de la thermocline est bien reproduite par le modèle, on note néanmoins un biais froid compris entre 0.5 et 1° C sous la thermocline. Ce biais semble être la conséquence de celui présent

⁷ http://www.ifremer.fr/sismer/index_FR.htm

⁸ <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/SELECT/dbsearch/dbsearch.html>

dans les champs de forçages ECCO utilisés aux conditions limites (courbes en rose sur les graphes). On note effectivement des erreurs dans ces données ECCO de l'ordre de -1°C .

Dans le Nord du domaine, en zone mélangée, à la station 2, le modèle présente une colonne d'eau homogène, avec une erreur de l'ordre de 1°C par rapport aux observations. A cet endroit, les champs ECCO de température sont nettement moins en accord avec les données in-situ, ne présentant pas une colonne d'eau homogène. Ceci s'explique par le fait que les données ECCO de forçage aux frontières, sont issues d'un modèle de circulation océanique global ne prenant pas en compte la marée, présentant nécessairement des "faiblesses" dans les régions de forte marée.

Le modèle arrive toutefois à "redresser" très correctement les erreurs induites par les données de forçages comme le montre la figure (Fig. 2.21, profil 2), en simulant une colonne d'eau homogène. Malgré un biais froid pour le modèle de 1°C , cela souligne le rôle primordial du sous-modèle de fermeture turbulente KPP employé.

En conclusion, malgré ces biais, les données simulées présentent des valeurs et une structure verticale en relativement bon accord avec les observations, même en zone homogène, de fort mélange par la marée. Le modèle arrive à corriger les erreurs importantes induites par les données de forçages ECCO utilisés, soulignant ainsi le bon comportement du modèle de fermeture turbulente employé.

Température de surface en été

Durant la période de stratification (juin-octobre), le processus le plus marquant en mer d'Iroise est la présence du **front thermique d'Ouessant**.

Afin de comparer nos données de simulations aux observations, nous avons récupéré et traité les images de SST issues de données satellites AVHRR, fournies par le CERSAT (données SAFOSI, 2 km de résolution). Ces images fournissent des données de SST très près de la côte par contre elles sont contraintes par la couverture nuageuse de la région qui est assez importante, même en période estivale, ne permettant qu'un nombre assez restreint d'images AVHRR exploitables.

Afin de contourner les problèmes de couverture nuageuse, l'utilisation de données satellites micro-ondes pouvait s'avérer intéressante, cependant pour ces images "micro-onde", le satellite est aveugle sur la bande littorale des 50 premiers kilomètres, ceci pose un problème majeur : une partie non-négligeable de notre domaine d'étude se trouverait alors dans cette zone dite "aveugle" du satellite.

Notre démarche de validation s'est donc appuyée sur des comparaisons entre modèle et observations, à des instants donnés plutôt que des comparaisons mensuelles saisonnières. Dans ce type de région à forte couverture nuageuse, compte tenu du caractère éparé en

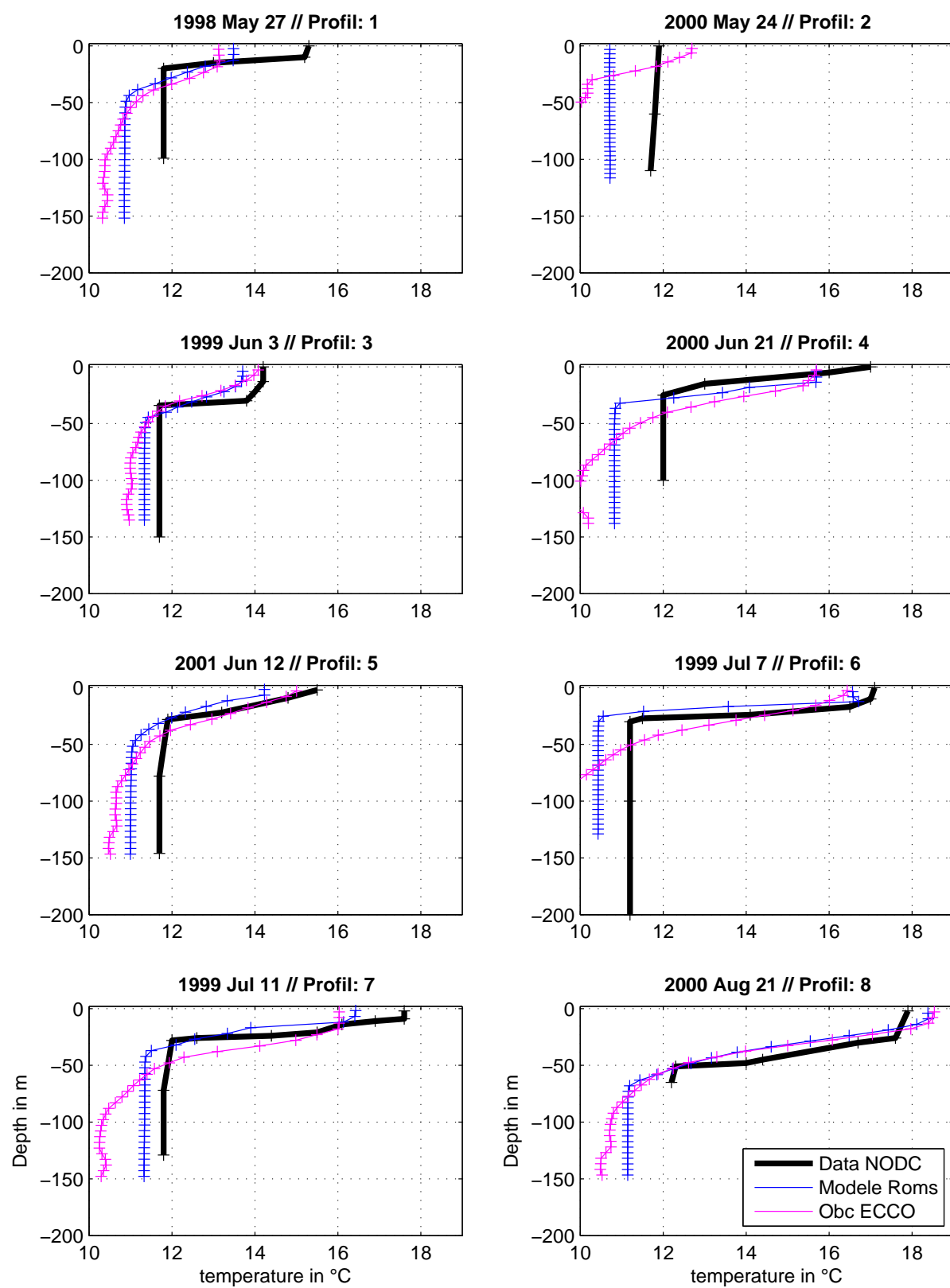


FIG. 2.21 – Comparaisons des profils de température entre le modèle (bleu), les observations CTD (noir), les données ECCO (magenta)

temps et en espace des données satellites exploitables, ces moyennes induisent rapidement des biais importants.

Ces images satellites de SST (Fig. 2.22, Fig. 2.23, Fig. 2.24) révèlent nettement la structure thermique du front d'Ouessant. Au début mois de juillet, les températures en surface sont de $13 - 14^{\circ} \text{C}$ en zone mélangée, et de $16 - 17^{\circ} \text{C}$ plus au large, en zone stratifiée. Durant le mois de juillet, ces températures de surface augmentent, atteignant $18 - 19^{\circ} \text{C}$ en zone stratifiée (avec des pics à 20°C) et $15 - 16^{\circ} \text{C}$ en zone mélangée. Durant le mois d'août, en zone stratifiée, elles augmentent encore légèrement pour atteindre des valeurs maximales d'environ 20° . En zone mélangée par contre, on n'observe pas d'augmentation, les températures de surface restant à leur valeur maximale atteinte fin juillet. Les images satellites, en particulier celles du mois d'août révèlent une certaine variabilité de l'étendue de la zone mélangée et on remarque également distinctement la présence de crochets et de tourbillons baroclines cycloniques au niveau du front, associées aux instabilités baroclines du courant quasi-géostrophique présent au niveau du front (Pingree, 1978a, 1979).

Sur les figures (Fig. 2.22, Fig. 2.23, et Fig. 2.24), les panneaux de droite présentent les cartes de SST, simulées par le modèle, aux dates correspondantes. Ces comparaisons indiquent que les gammes de températures de surface simulées sont en accord avec les observations avec des écarts de températures moyennes compris entre $0.5-1^{\circ} \text{C}$ à l'exception du réchauffement intense, à la mi-juillet (Fig. 2.22, panneau du bas) qui n'est pas représenté par le modèle.

Ces comparaisons permettent de mettre en relief les erreurs récurrentes du modèle : des eaux trop froides entre les îles de Sein et d'Ouessant, une extension du front vers le Nord-Ouest surestimée et sous-estimée vers le nord et des températures trop froides au large, en juillet. Malgré ces imperfections, inhérentes à tout travail de modélisation, la structure du *Front d'Ouessant* apparaît globalement bien reproduite avec des températures de surface bien reproduites.

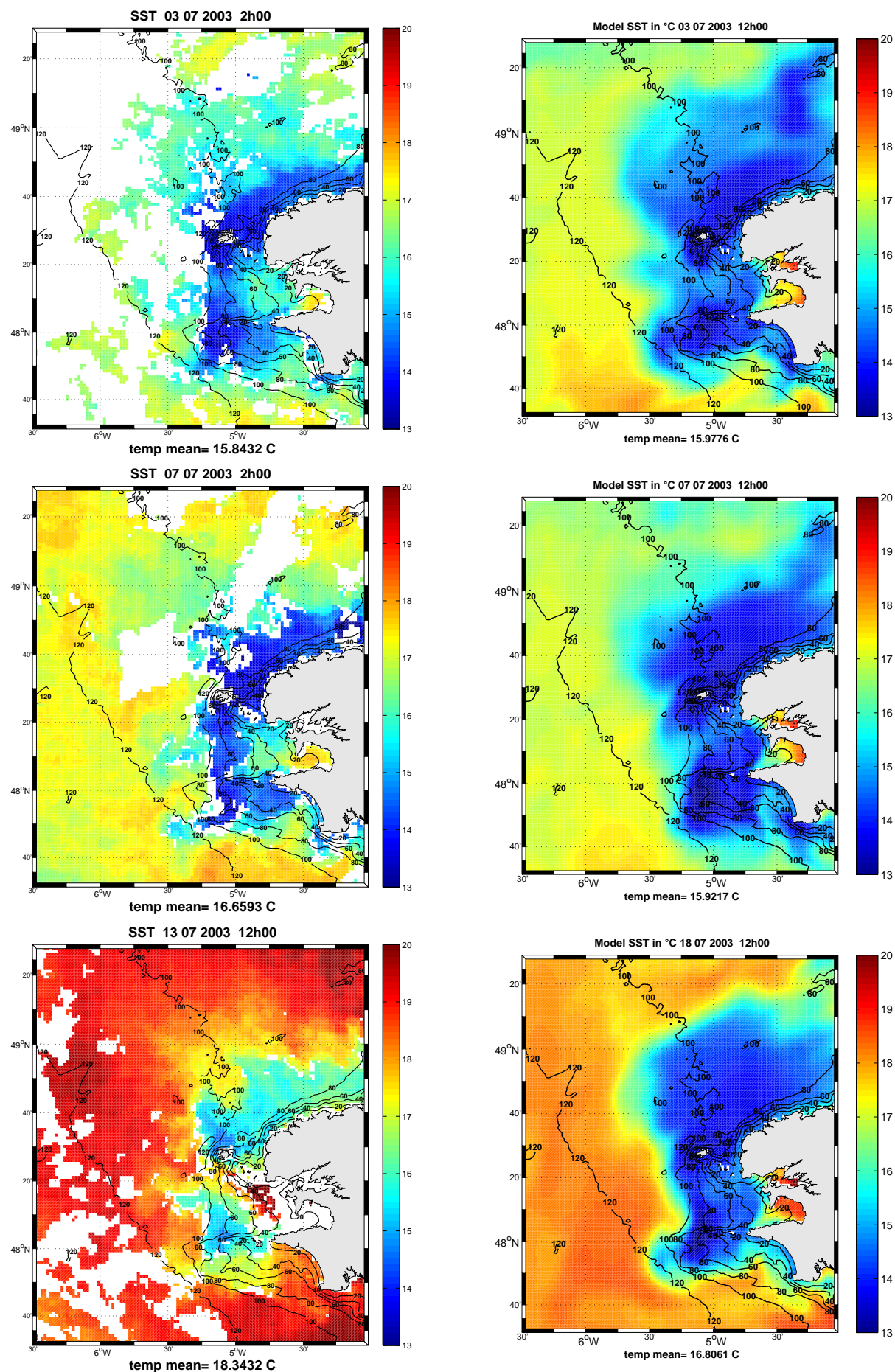


FIG. 2.22 – Carte de SST présentant le front d'Ouessant en mer d'Iroise le 03 juillet 2003, le 07 juillet 2003 et le 13 juillet 2003, à gauche la SST issue des observations satellite SAFOSI, à droite la SST simulée par le modèle ROMS

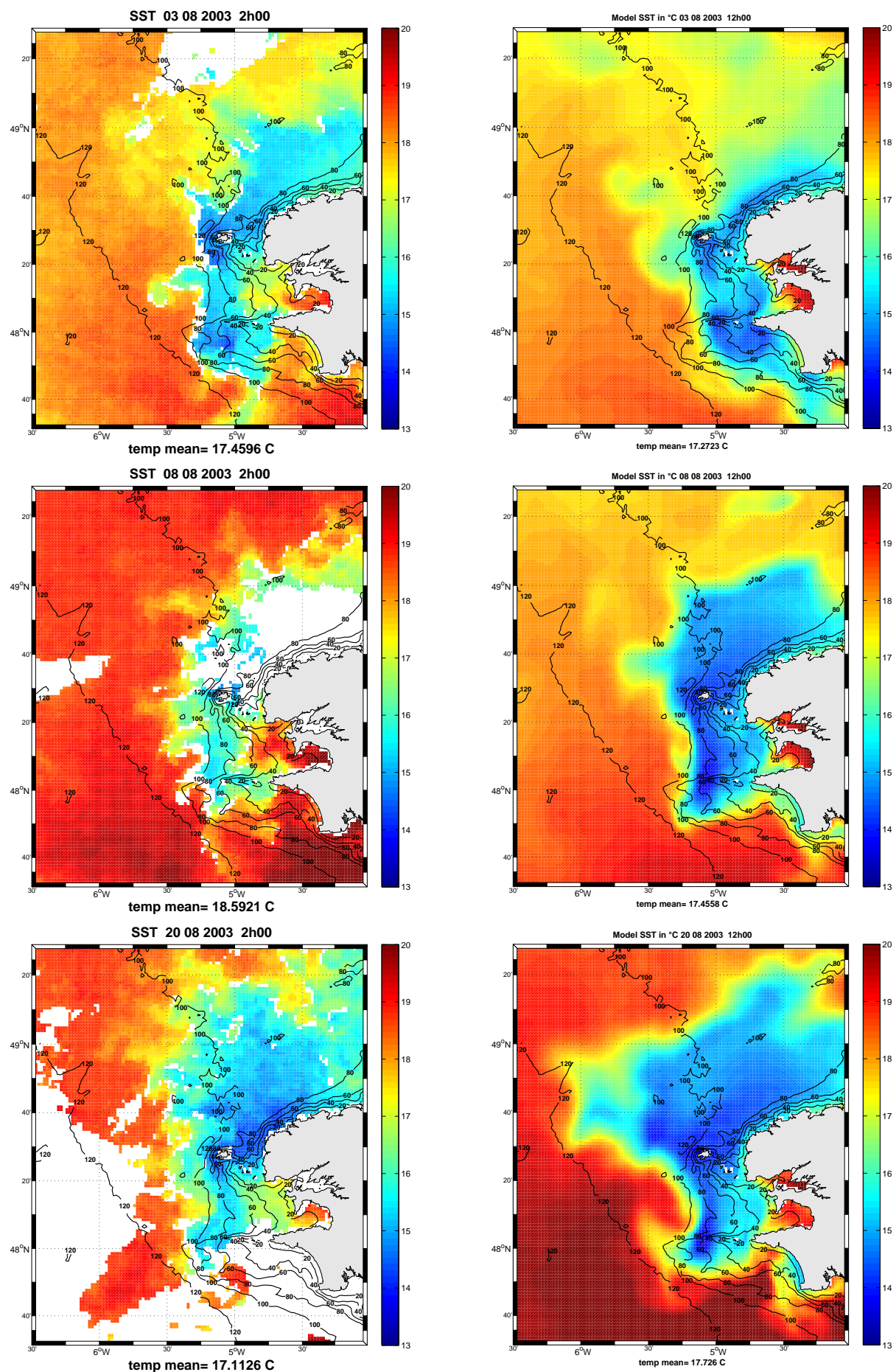


FIG. 2.23 – Carte de SST présentant le front d'Ouessant en mer d'Iroise le 03 août 2003, le 08 août 2003 et le 20 août 2003, à gauche la SST issue des observations satellite SAFOSI, à droite la SST simulée par le modèle ROMS.

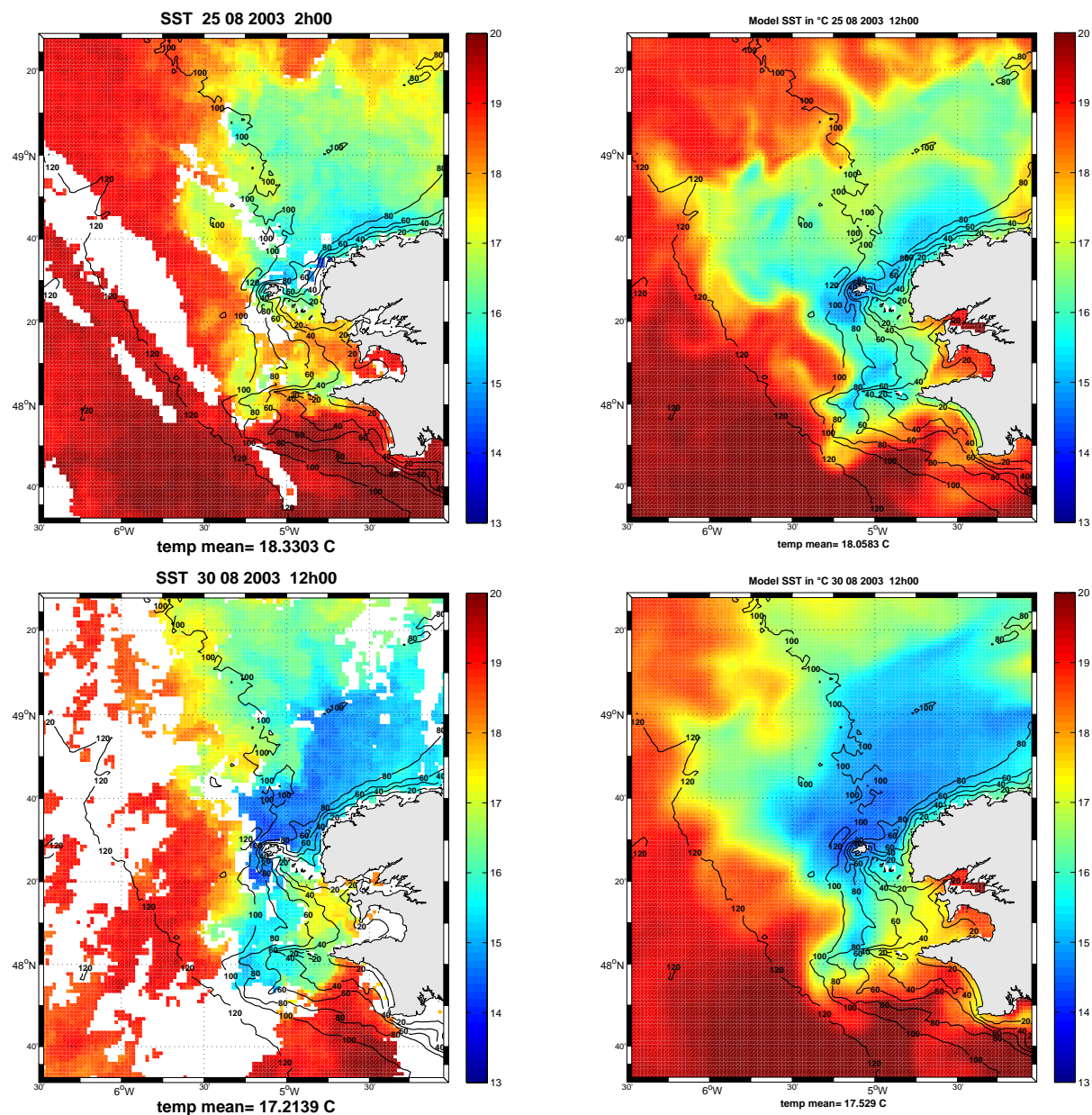


FIG. 2.24 – Carte de SST présentant le front d'Ouessant en mer d'Iroise le 25 août 2003 et le 30 août 2003, à gauche la SST issue des observations satellite SAFOSI, à droite la SST simulée par le modèle ROMS.

Synthèse de la validation

1. De manière globale, le modèle s'ajuste très rapidement, en l'espace de quelques jours et ne présente pas de dérive en température et salinité.
2. Au niveau des courants de marée, nous avons effectué des analyses harmoniques en différentes stations, situées dans des zones de forts courants. Les ondes principales, semi-diurnes, sont bien reproduites. Les ondes d'amplitude moindre sont sous-estimées dans le modèle, d'environ un ordre 2 en amplitude.
3. Concernant les profils verticaux de température, le modèle reproduit correctement les gammes de températures observées, avec une thermocline bien placée. En zone stratifiée, on note néanmoins que le modèle présente des températures trop froides, d'environ 1° C sous la thermocline et en surface. En zone mélangée, le modèle présente également un biais légèrement froid. On notera que le modèle corrige bien les erreurs introduites aux frontières par les produits de forçages grande échelle (ECCO) qui lui sont imposés.
4. En été, le front est bien reproduit par le modèle. Les températures observées sont bien reproduites malgré un léger biais froid en zone stratifiée. La structure du front est également bien reproduite, on remarque néanmoins les erreurs récurrentes du modèle avec une extension nord-ouest surestimée, une extension nord sous-estimée et des températures entre les îles de Sein et d'Ouessant trop froides.

Globalement, notre modèle reproduit correctement la structure du front d'Ouessant ainsi que la circulation générale et sa structure thermique rencontrée en Mer d'Iroise. Notre modèle présente bien évidemment des défauts, dont nous avons énuméré les principales caractéristiques.

Néanmoins, nous disposons à présent d'un outil de simulation dont nous connaissons la fiabilité et dont nous allons nous servir pour approfondir notre étude de la *Mer d'Iroise* et plus particulièrement du *Front d'Ouessant* en période estivale.

Chapitre 3

La simulation de référence

Dans ce chapitre, nous détaillons la solution fournie par la simulation de référence. Il s'agit donc d'une simulation réaliste de la Mer d'Iroise, avec des forçages réalistes de l'année 2003.

Les analyses présentées dans ce qui suit sont menées à l'échelle saisonnière afin de rendre compte de l'évolution moyenne des caractéristiques dynamiques et thermohalines de la mer d'Iroise au cours de l'année.

Nous regarderons d'abord les aspects thermodynamiques de la simulation. Ainsi, dans un premier temps, la structure hydrologique sera détaillée et nous décrirons le comportement des couches de mélange. Dans une seconde partie, la circulation résiduelle eulérienne et les caractéristiques l'onde de marée principale M2 seront détaillées.

3.1 Hydrologie saisonnière et cycle de vie du front

La mer d'Iroise est une mer à marée avec de puissants courants, elle possède une importante couche de mélange de fond dont l'épaisseur varie en fonction *du cycle Mortes-eaux/Vives-eaux*. Par ailleurs, la Mer d'Iroise se situe dans une région tempérée soumise aux passages *de trains de dépressions* et est sous l'influence *d'un cycle saisonnier marqué de flux de chaleur*.

Ces différents éléments induisent une variabilité saisonnière et intra-saisonnière importante **des épaisseurs de couches de mélange** (surface et fond) qui vont impacter directement les processus de stratification et de destratification de la colonne d'eau et donc **la structure hydrologique de la Mer d'Iroise**.

La couche de mélange de surface (CMS par la suite) est directement liée à la variabilité des forçages de surface : tension de vent et flux de chaleur et présente une **variabilité saisonnière marquée**. En zone très peu profonde, la couche de mélange de surface

occupe toute la colonne d'eau et ce n'est que dans les zones plus profondes (> 20 m) que l'épaisseur de cette couche de surface présente une certaine variabilité.

Au fond, la couche de mélange (CMF par la suite) est principalement gouvernée par l'intensité des courants de marée. Elle présente donc une variabilité saisonnière nettement moins marquée et c'est **le cycle mortes-eaux/vives-eaux, de période 14.7, jours qui domine sa variabilité**. Comme la couche de mélange de surface, en zone littorale peu profonde, elle occupe toute la colonne d'eau.

Ces épaisseurs sont calculées grâce au modèle de fermeture turbulente KPP employé et présenté dans le chapitre II "Outil numérique de l'étude". Les épaisseurs des couches de mélange de surface (CMS) et de fond (CMF) correspondent respectivement au HBL et HBBL calculés par le modèle KPP (Fig. 2.9) .

En Mer d'Iroise, les changements en densité sont principalement induits par les variations de température, c'est pourquoi nous nous intéresserons principalement à l'évolution saisonnière de la structure en **température** pour décrire la structure hydrologique (Fig. 3.1 et Fig. 3.2). En parallèle, l'évolution au cours de l'année des épaisseurs de couches de mélange de surface et de fond (CMS et CMF) sont présentées dans cette description.

En hiver, la SST est homogène sur la région, avec des températures s'étalant de 11.5° C dans la partie Sud du domaine à 8° C dans la partie Nord, en Manche (Fig. 3.1, a). La colonne d'eau est homogène avec des températures de l'ordre de 10° C et ne présente pas de gradient horizontal de densité.

A cette saison, la couche de mélange de surface a des valeurs élevées, entre 60 et 80 mètres (Fig. 3.3, a) au large. A cette saison, les couches de mélange de surface et de fond sont alors connectées (le courbe jaune est au dessus de la courbe rouge) (Fig. 3.2, a).

Cette connection induit un profil vertical de viscosité/diffusivité (Ak^T et Ak^v) caractéristique de la saison hivernale, sous la forme d'un "lobe unique" avec des valeurs importantes de diffusivité atteignant jusqu'à $K_v^T = 0.15 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Fig.3.5,a). A cette saison, le niveau de mélange est important sur toute la verticale, empêchant l'installation d'une pycnocline, la colonne d'eau est alors complètement homogène.

Au printemps, on commence à voir se dessiner le front d'Ouessant, les températures de surface s'étalent alors entre 11° C à 14° C, avec des minima autour de $10-11^\circ$ C autour de Ouessant et de Sein. La stratification de la Rade de Brest et de la Baie de Douarnenez est également enclenchée avec des températures de surface atteignant les 15° C (Fig. 3.1, b). La thermocline est en cours d'installation au large avec des températures de 13° C en surface et de 11° C à 50 mètres de fond (Fig. 3.2).

La stratification des couches de surface de l'océan s'installe sous l'effet de l'augmentation des flux de surface et de la diminution du mélange mécanique induit par la tension de vent. L'épaisseur de la couche de surface (Fig. 3.3, b) passe alors de 85 m à 20 m au large et de 80 m à 40 m, plus près des côtes. Au large, la stratification en surface fait remonter la couche de mélange de surface au-dessus de celle de fond (son épaisseur diminue) et **les deux couches se déconnectent**. Les profils des coefficients de mélange sont modifiés, avec des valeurs beaucoup plus faibles en surface et en subsurface (diminution d'un ordre de grandeur pour les coefficients de mélange, dans les 20 premiers mètres, Fig. 3.5, b)). En profondeur, suite à cette déconnection, l'épaisseur de la couche de mélange est également diminuée toutefois cette diminution est nettement moins importante qu'en surface.

À cette saison, le lobe "unique" caractérisant le profil de diffusivité hivernal est ainsi remplacé par deux "lobes", l'un en surface, avec des valeurs maximales pour la diffusivité de $0.01 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, et l'autre au fond avec des valeurs maximales de $0.1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Ces deux "lobes" sont séparés par une région dite "intérieure" avec des coefficients de mélange verticaux beaucoup plus faibles permettant une stratification d'autant plus efficace et dans laquelle la thermocline saisonnière va s'établir.

Ces processus de déconnection permettent d'expliquer pourquoi la formation du front thermique d'Ouessant se fait depuis l'Ouest du domaine : au large, les couches de mélange sont moins entrecroisées que près de la côte. Pour un même amincissement des couches de surface, il est plus facile de déconnecter les couches de mélange au large qu'en zone plus littorale, la stratification intervient donc d'abord au large et se rapproche de la côte. Une fois le processus de déconnection enclenché à l'ouest, la stratification de la Mer d'Iroise est assez rapide, s'effectuant en quelques semaines, au cours du printemps. La stratification est arrêtée quand la déconnection n'est plus possible, en raison d'un niveau d'entrecroisement des couches trop élevé. Cet entrecroisement des couches ne peut alors pas être annulé sous l'effet de l'amincissement de la couche de surface. Près de la côte, ce processus de déconnection n'a ainsi jamais lieu et la couche de surface, bien que diminuée (on passe de 50 m à 30 m (Fig. 3.5,b)), ne parvient jamais à passer au dessus de celle de fond. Dans ces zones, le profil de diffusivité/viscosité se présente comme en hiver, sous la forme d'un lobe unique.

En été, **le front d'Ouessant est pleinement développé**. Au large, la SST atteint les 20° C , alors qu'en zone mélangée, celle-ci varie entre 13 et 16° C (Fig. 3.1, c), les gradients de température entre le large et la côte sont maximaux et atteignent plusieurs degrés par km avec des sauts de densité, de 0.8 kg.m^3 sur 30 km et la stratification au large est complètement établie, avec une thermocline saisonnière marquée (Fig. 3.2, c). La Rade de Brest et la Baie de Douarnenez présentent comme au large des températures élevées, de l'ordre de 20° C . La limite entre ces baies chaudes peu profondes avec la région

homogène et froide est appelée **front interne** (Birrien, 1987).

La couche de surface est au-dessus de la couche de mélange de fond, avec des valeurs de l'ordre de 5 à 10 mètres et on observe comme au printemps une diminution de l'épaisseur de la couche de fond par rapport à l'hiver. Les valeurs de diffusivité/viscosité dans la couche de surface sont plus faibles qu'au printemps (Fig. 3.5, c). Au fond, les régions où la déconnection s'est réalisée sont sujettes à une diminution du mélange. On observe des valeurs de Ak^T de l'ordre de $10^{-3}m^2s^{-1}$ en surface et de $8.10^{-2}m^2s^{-1}$ au fond (Fig. 3.5, c).

En automne, les flux de chaleur diminuent et le mélange vertical turbulent augmente sous l'effet du vent, l'océan tend donc à se déstratifier et le front thermique commence à se désagréger. Au large, la SST chute entre 13° C au Nord et 14.5 au Sud. Près des côtes, on conserve des valeurs de l'ordre de $13.5 - 14^\circ$ très proche des valeurs estivales.

A cette période de l'année, après les premières tempêtes, la stratification au large est érodée en surface et les couches de surface et de fond se reconnectent : la colonne d'eau se mélange de nouveau sur toute sa hauteur. Le mélange en surface s'intensifie et la couche de surface se réapprofondit, avec des maxima dans le Nord-Est du domaine atteignant 80 mètres (Fig. 3.5, d). Cette reconnection induit également un épaissement de la couche de fond, agissant alors comme un feedback positif sur le processus d'homogénéisation de la colonne d'eau. Comme au cours de la phase de stratification au printemps, une fois la reconnection enclenchée, elle s'effectue rapidement, en quelques semaines, le front d'Ouessant disparaissant rapidement.

Quand cette reconnection est totale, on retrouve un profil de Ak^T caractéristique de la saison hivernale et d'un océan homogène présentant un "lobe" unique et des valeurs maximales de diffusivité de l'ordre de $5.10^{-2}m^2s^{-1}$ dans la couche de surface.

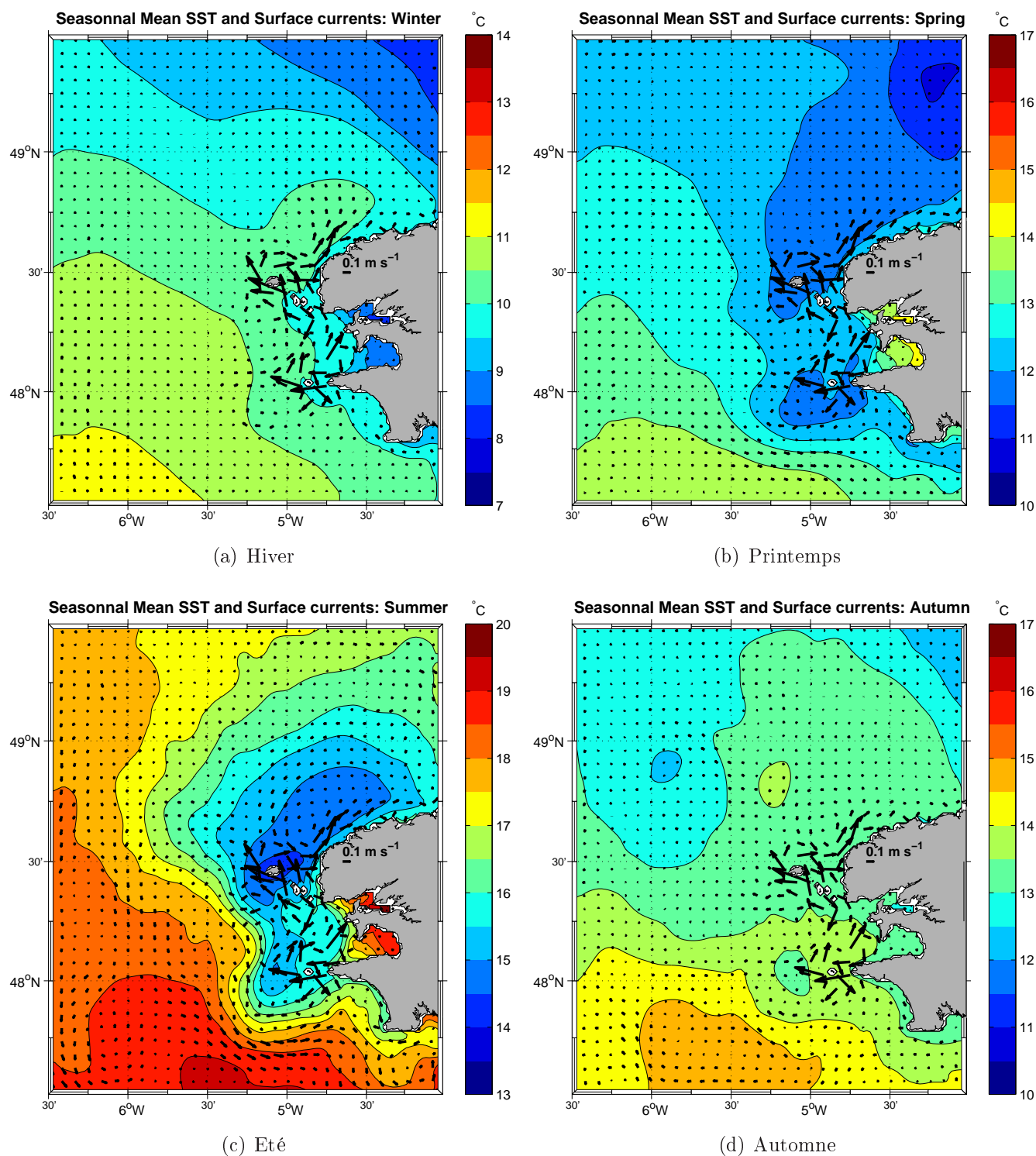
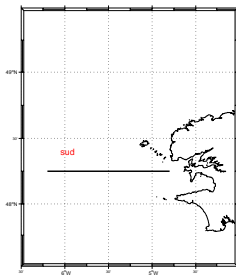
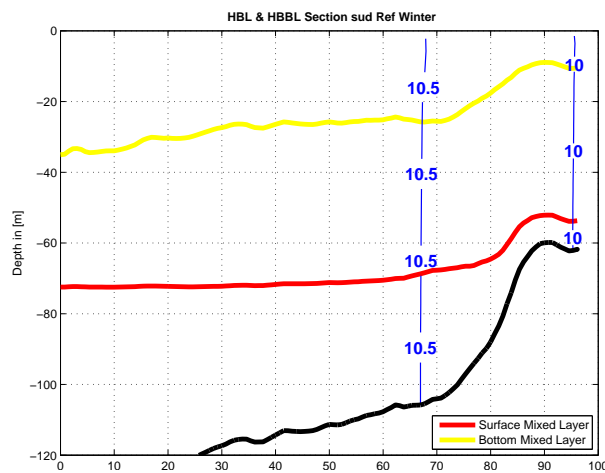


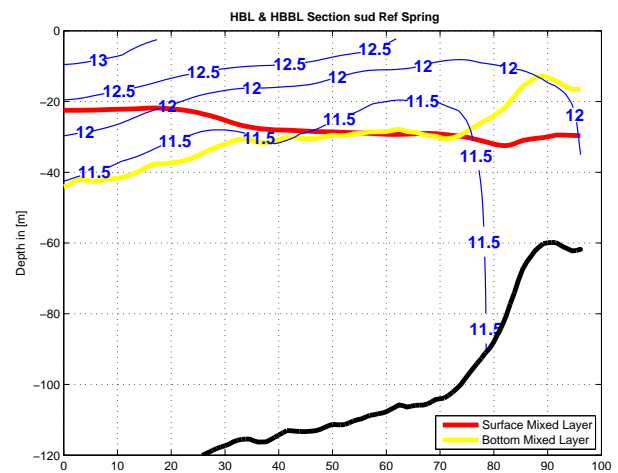
FIG. 3.1 – Moyenne saisonnière de température de surface, les circulations moyenne de marée sont superposées. (a) : Hiver (b) : Printemps (c) : Eté, (d) : Automne



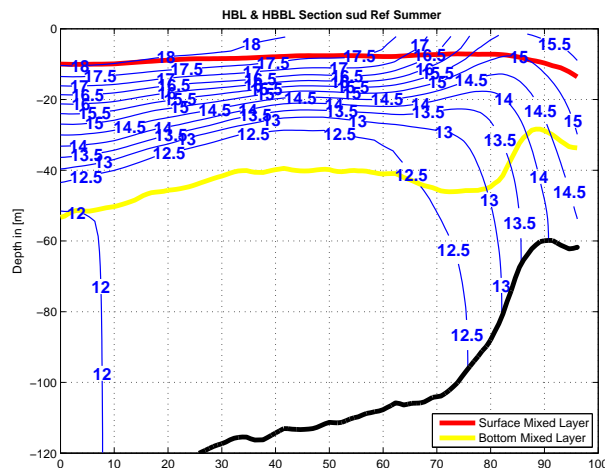
Position de la section



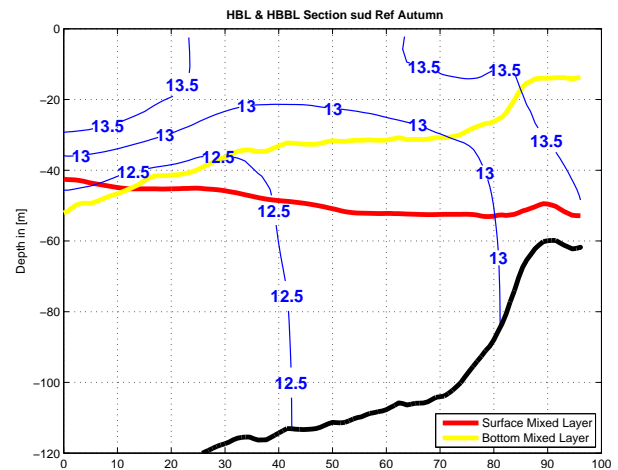
(a) Hiver



(b) Printemps



(c) Eté



(d) Automne

FIG. 3.2 – En bleu : contours de température, le long d'une section zonale dans le *Sud* du domaine. Positions relatives des couches de mélange de surface (rouge) et de fond (jaune). En rouge, position de la limite inférieure de la CMS. En jaune : limite supérieure de la CMF.

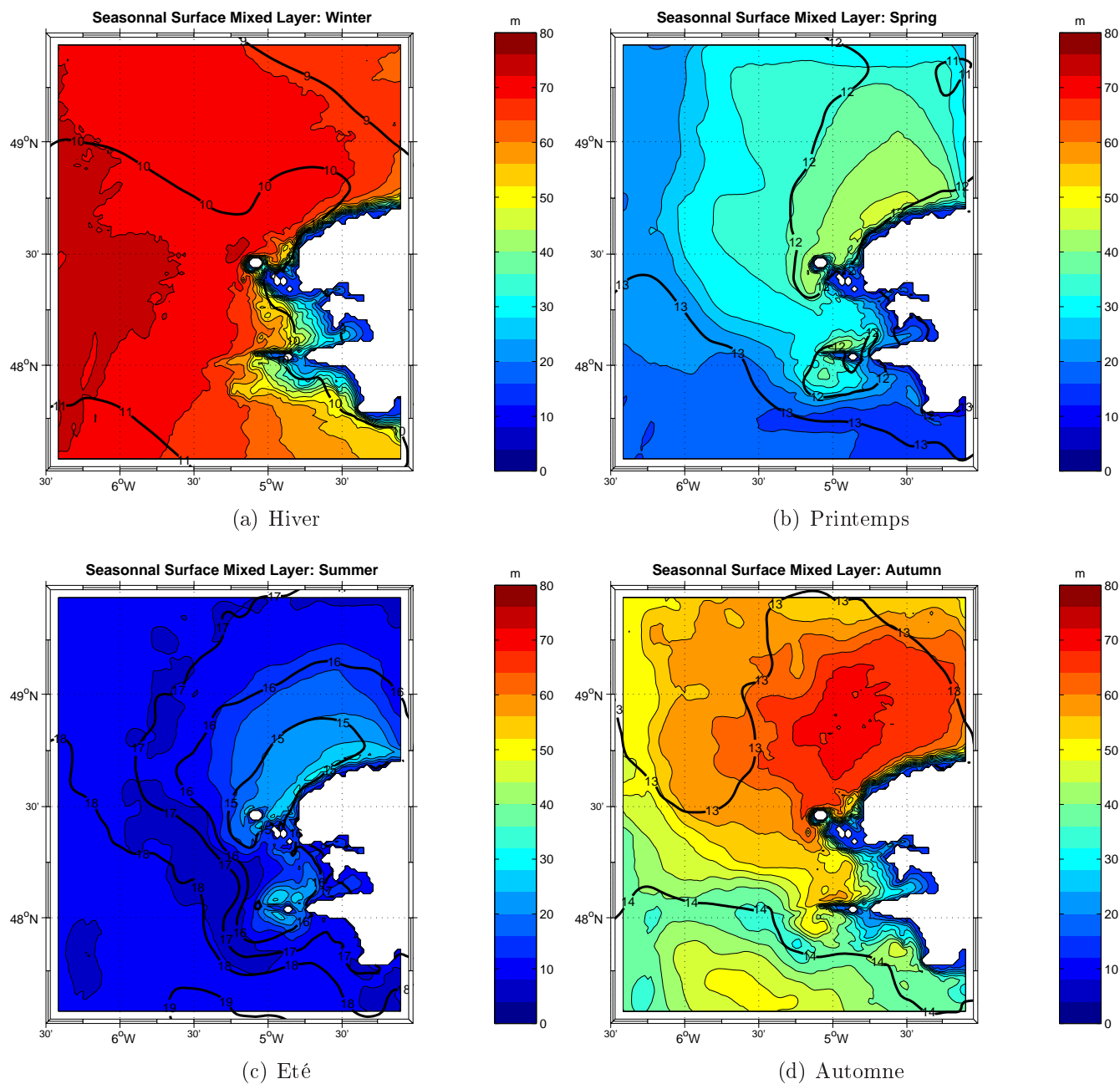


FIG. 3.3 – Moyennes saisonnières d'épaisseur de couche de mélange de surface, (a) : Hiver (b) : Printemps (c) : Eté, (d) : Automne. Les contours noirs représentent la température de surface

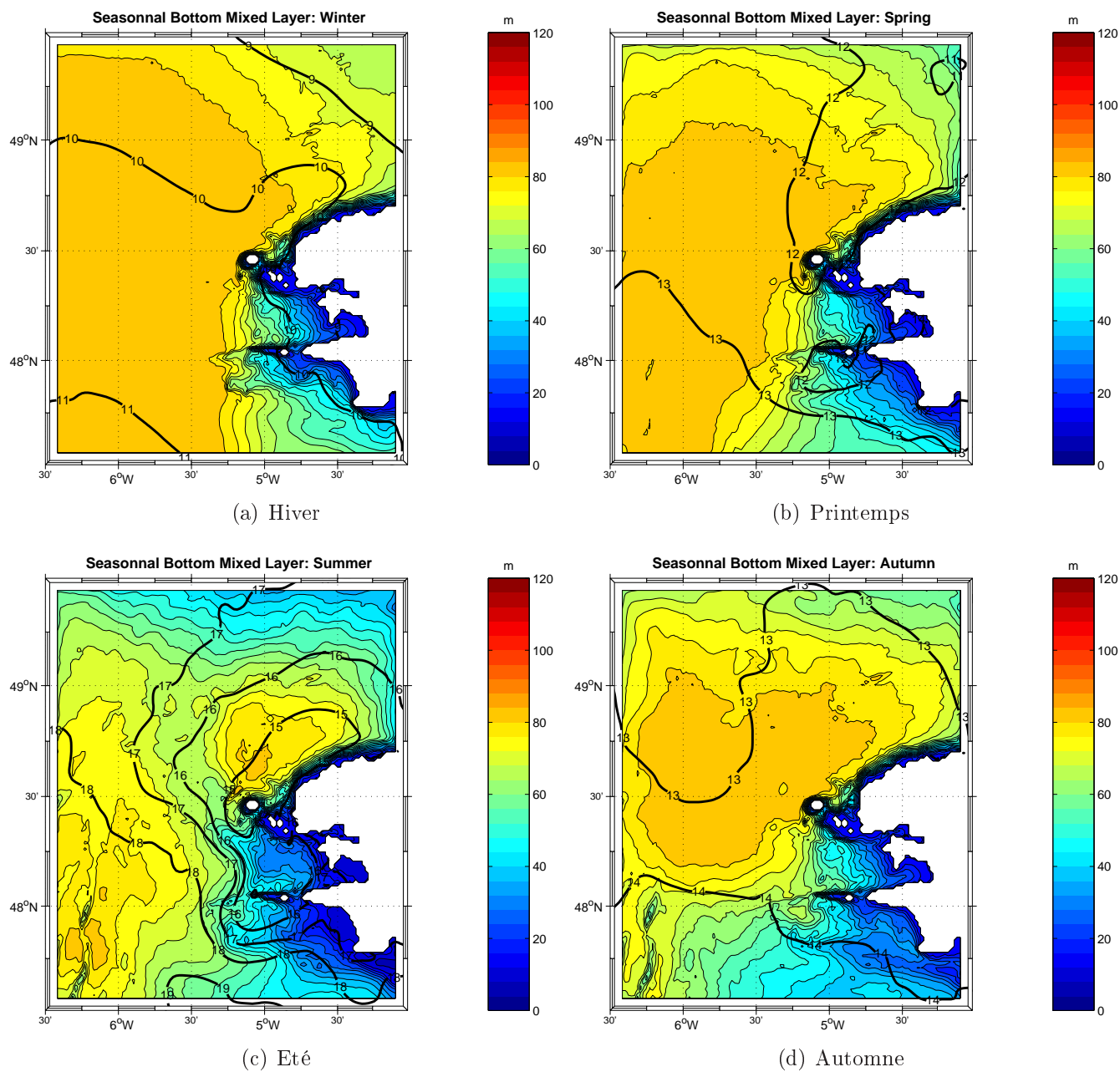


FIG. 3.4 – Moyennes saisonnières d'épaisseur de couche de mélange de fond, (a) : Hiver (b) : Printemps (c) : Eté, (d) : Automne

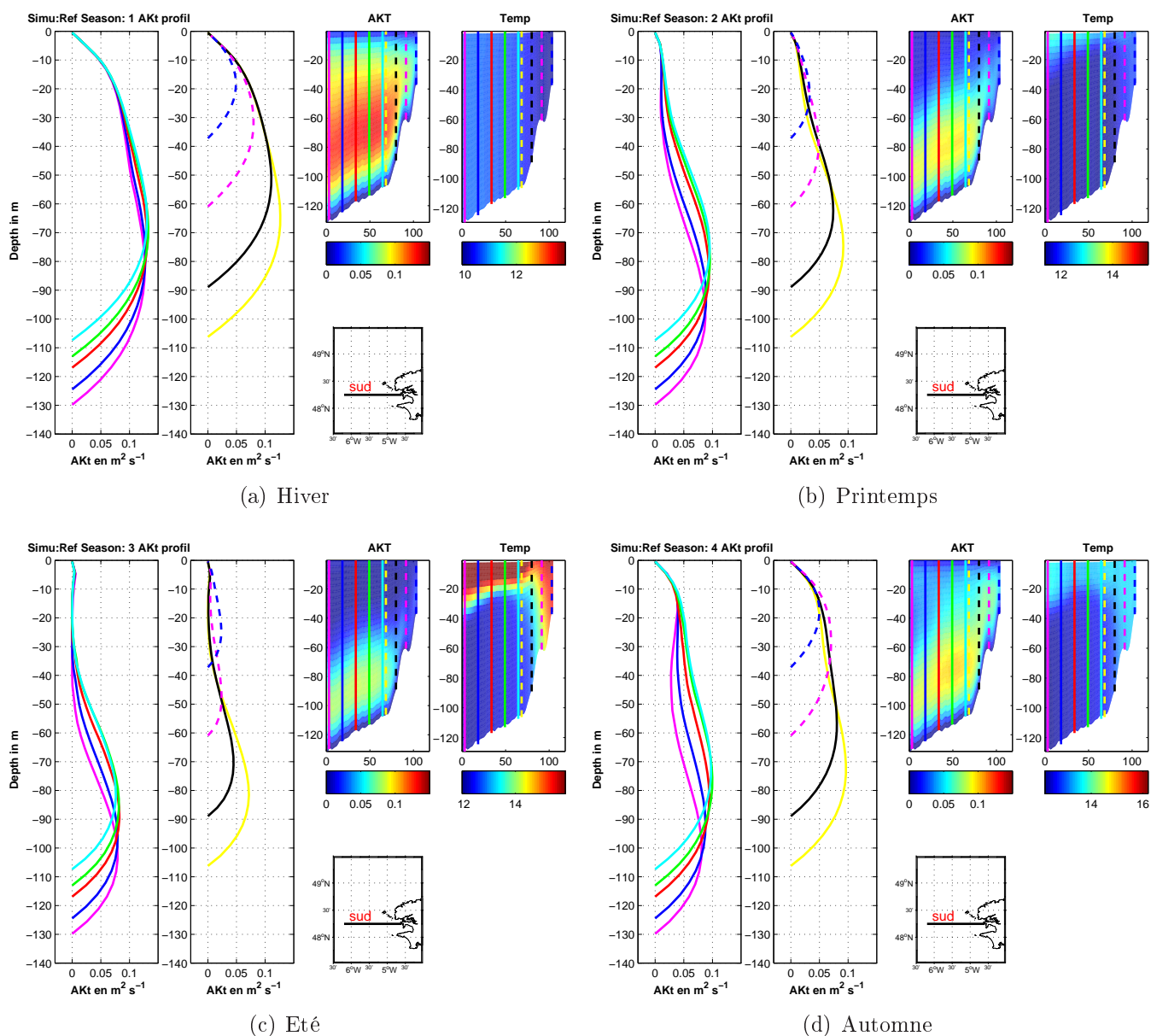


FIG. 3.5 – Profils verticaux de coefficient de diffusivité Ak^T , en $m^2.s^{-1}$, section de température et section de coefficients AK^T les profils sont le long de la section (*Sud*), en km depuis la côte. a) : Hiver, b) Printemps, C) Automne, d) Eté

Différences de comportement entre le Nord et le Sud de la Mer d'Iroise

La figure Fig. 3.6 présente l'évolution saisonnière, en deux sections zonales (au Nord et au Sud), des couches de mélange de surface et de fond.

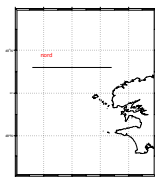
Au Sud et au Nord, les épaisseurs des couches de mélange sont sensiblement égales, en revanche leurs profondeurs sont différentes et induisent des **épaisseurs d'intersections** (écart entre les courbes rouges et jaunes sur les figures (Fig. 3.2) différentes qui vont directement jouer sur la chronologie des processus de déconnection, au printemps, et de reconnection, à l'automne.

Dans le Sud de la Mer d'Iroise, la profondeur est plus importante au large et l'épaisseur d'intersection des couches de mélange est ainsi plus faible que dans le Nord. Par conséquent, **la stratification au printemps et l'installation du front se fait plus rapidement au Sud qu'au Nord, en revanche l'homogénéisation et la disparition de front à l'automne se fait plus rapidement au Nord.**

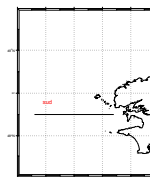
Eléments de synthèse

Ces analyses saisonnières nous permettent ainsi de voir le cycle annuel de stratification et destratification en Mer d'Iroise en l'interprétant au travers de la notion de connection et déconnection des couches de mélange de surface et de fond. Plusieurs points ressortent :

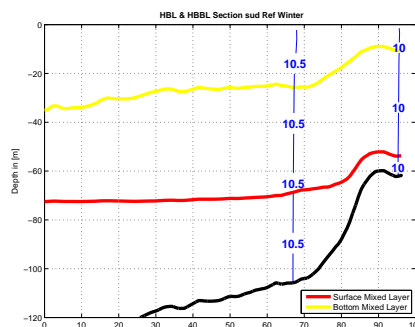
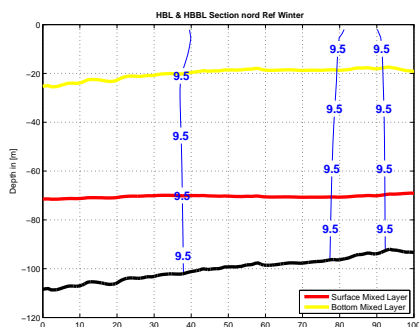
1. En hiver, les couches de surface sont connectées partout en Mer d'Iroise. Les profils de diffusivité/viscosité verticale se présentent sous la forme d'un lobe unique avec un maximum dans le centre de la colonne d'eau, de l'ordre de $0.1\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ pour la diffusivité.
2. Au printemps et en été, les coefficients de mélange diminuent en surface. Cette baisse du mélange vertical induit un amincissement de la couche de mélange de surface permettant dès lors la déconnection des couches. La colonne d'eau, dans les zones suffisamment profondes, se stratifie.
3. Durant ces saisons de stratification, les coefficients de mélange de la couche de fond ainsi que son épaisseur sont également légèrement diminuée induisant un "feedback" positif sur la déconnection des couches.
4. Au Nord et au Sud, les différences de profondeur induisent des épaisseurs d'intersection de couche de mélange (surface et fond) différentes qui modifient la chronologie de stratification/destratification. Dans le Nord, la déconnection a lieu plus tard et la reconnection plus tôt, autrement dit, dans le nord du domaine, le front apparaît plus tard et disparaît plus tôt.



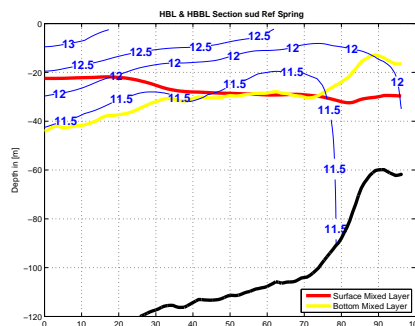
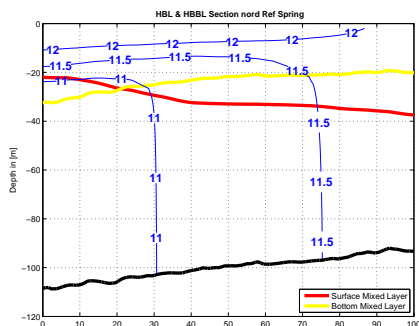
Position de la section Nord



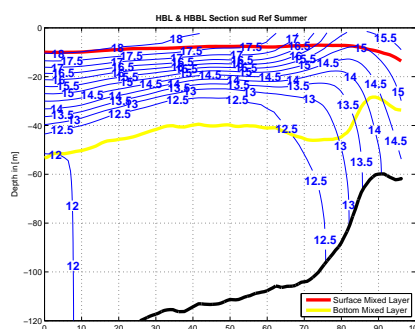
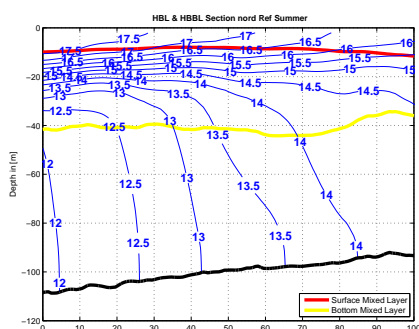
Position de la section Sud



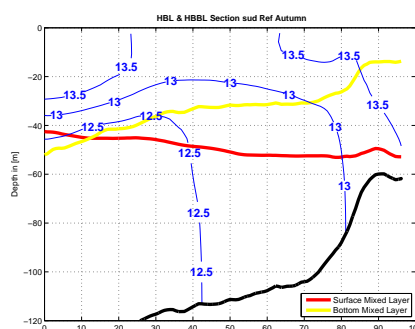
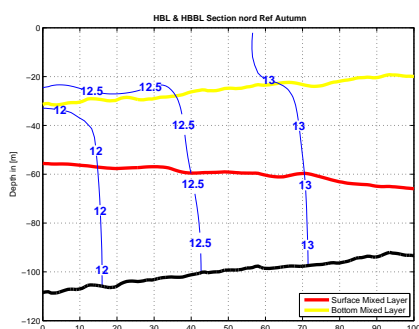
(a) Hiver



(b) Printemps



(c) Eté



(d) Automne

FIG. 3.6 – Comparaisons des positions relatives des couches de mélange de surface et de fond pour 2 sections du domaine, aux 4 saisons de l'année. A gauche la section Nord et à droite la section Sud.

3.2 La circulation résiduelle

Outre les courants de marée instantanés de plusieurs noeuds, la Mer d'Iroise est le siège de circulations résiduelles moyennes intenses. Ces circulations induisent des transports de masses et de chaleurs importants à travers le domaine. La connaissance de l'intensité de cette circulation résiduelle est une information intéressante et recherchée pour des applications environnementales diverses (suivi de polluants, étude halieutiques, biogéochimiques)

Pour définir ces circulations, plusieurs points de vue existent : le point de vue eulérien, qui consiste à se placer en un point précis et à mesurer le courant moyen, et le point de vue lagrangien, consistant à suivre la trajectoire d'une particule donnée.

Dans notre cas, nous nous sommes attachés à décrire la circulation résiduelle eulérienne, en effet, les champs fournis par le modèle permettent son calcul de manière précise et simple. Ces circulations moyennes sont définies selon l'équation (Eq. 3.1).

$$\bar{\vec{u}} = \vec{u}_{res} = \frac{1}{T} \int_0^T \vec{u}(x, y, z, t) dt \quad (3.1)$$

avec T la période d'un cycle de marée et $\vec{u} \equiv \underline{u}$ (p.15) .

Les origines principales de ces circulations sont **les processus non-linéaires de rectification de marée, les circulations de surface associées au vent et celles associées aux courants de densité**. Ces différentes composantes contribuent ainsi à former **la circulation résiduelle eulérienne totale**.

Néanmoins, il faut remarquer que pour les applications de dérive et de suivi de polluants, le point de vue lagrangien est souvent appréhendé, toutefois, bien qu'important à considérer dans la zone (Mariette, 1983), il n'a pas été abordé en détail dans ce travail de thèse. On pourra se reporter aux travaux de thèse d'Héloïse Müller pour une analyse de ces circulations résiduelles lagrangiennes.

Nous commencerons par caractériser les circulations résiduelles eulériennes totales en Mer d'Iroise à l'échelle saisonnière, puis nous caractériserons les différentes composantes de cette circulation résiduelle totale que sont la circulation induite par le vent, par les processus de rectification de marée et par les courants de densité, lors de l'existence du **front d'Ouessant**.

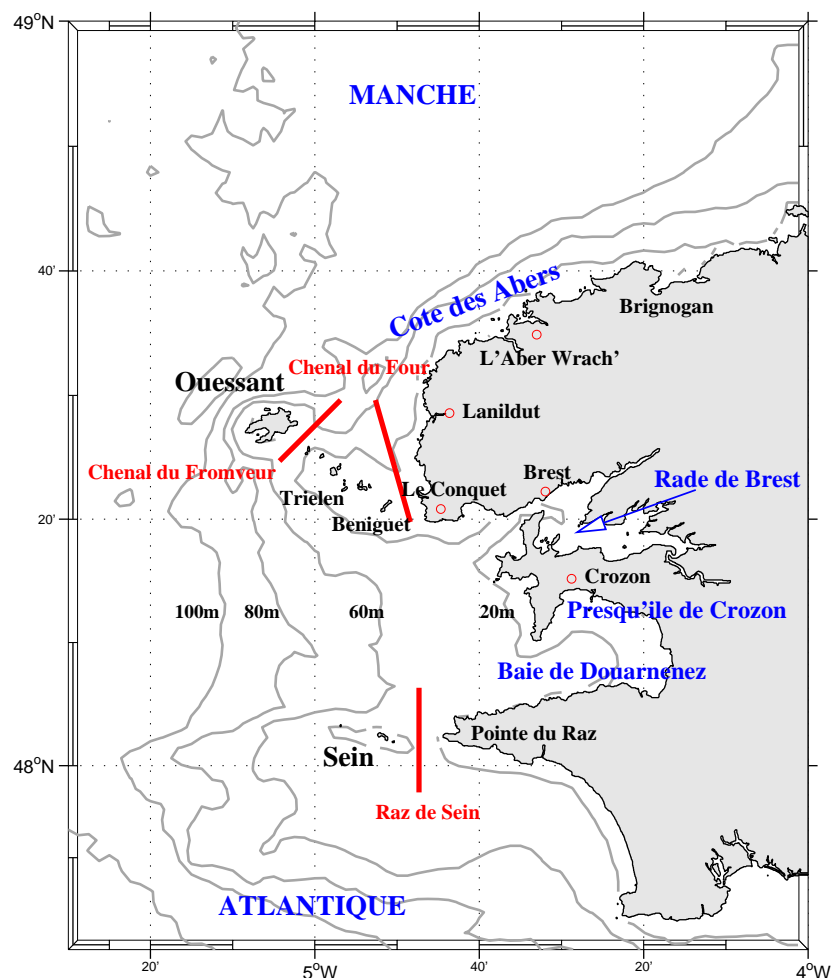


FIG. 3.7 – Carte de la région d'étude présentant la côte. Le domaine d'étude s'étend plus à l'Ouest que la carte.

3.2.1 Circulations résiduelles totales

En zones peu profondes, près de la côte, des caps, dans les détroits (Chenal du Four, du Fromveur, Raz de Sein) et au pourtour des îles (archipels de Sein et d'Ouessant), les circulations résiduelles de surface sont intenses (Fig. 3.8), avec des valeurs comprises entre 20 et 40 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ et apparaissent en accord avec les données (Mariette, 1983; Mariette *et al.*, 1982).

Le long de la *Côte des Abers*, on note une circulation résiduelle significative, orientée vers le Nord-Est et longeant la côte. Entre Ouessant et le Conquet, les courants résiduels sont également très intenses et la circulation très complexe. Dans cette zone, la circulation anticyclonique autour d'Ouessant interagit avec celle, également anticyclonique, du chapelet d'îles à l'Est de Ouessant (Trielen, Benignuet et Molène). La circulation présente alors un cisaillement important et un schéma complexe de type fortement non-linéaire.

Dans ces zones peu profondes, la circulation ne varie que très peu au cours de l'an-

née comme le montrent les différentes figures (Fig. 3.8, a, b, c d) et est barotrope (figures non-montrées). Cette constance au cours de l'année indique que la circulation est principalement induite par les processus de rectification de marée. Nous verrons dans le Chapitre V que ceci est également confirmé par les résultats concernant la région de validité du critère de *Simpson-Hunter*.

Plus au large (Fig. 3.9), la circulation résiduelle est beaucoup plus faible qu'en zone littorale mais présente une variabilité saisonnière assez marquée ainsi qu'une signature barocline sur sa structure verticale, en particulier au sud de $48^\circ \text{ N } 30'$.

Dans la partie Nord du domaine (latitude $\geq 48^\circ 30'$), quelle que soit la saison, les courants sont inférieurs à 5 cm.s^{-1} . C'est également le cas dans le Sud du domaine (latitude $\leq 48^\circ 30'$) en hiver et à l'automne.

En revanche, durant la période estivale Fig. 3.9, c), ils peuvent atteindre jusqu'à 10 cm.s^{-1} , dans le Sud de Sein. Durant la période d'existence du front thermique (mai-octobre, Fig. 3.9, c), la circulation résiduelle s'intensifie, notamment dans le Sud du domaine, au sud de l'île de Sein, vers $47^\circ \text{ N } 45'$, présentant alors des valeurs comprises entre 4 et 8 cm.s^{-1} avec des maxima $\sim 15 \text{ cm.s}^{-1}$. La circulation est alors orientée vers l'est et décrit une circulation cyclonique intense (Fig. 3.9, c).

En cette saison, dans le Nord du domaine en revanche, (latitude $> 48^\circ \text{ N } 45'$), la circulation résiduelle est plus faible, avec des valeurs comprises entre 0 et 5 cm.s^{-1} et ne présente pas de jet marqué comme dans le Sud mais laisse entrevoir une circulation intensifiée le long des crochets présent au niveau du front thermique. Toutefois, cette simulation ne dispose pas d'une résolution suffisante pour conclure sur ce point et mettre clairement en relief une dynamique à petite échelle.

L'intensification de la circulation durant la période d'existence du front est clairement observable sur la figure (Fig. 3.9, c) et est induite par les gradients de densité présent au niveau du front. Les courants induits, dénommés courants de densité, obéissent ainsi à la relation du vent thermique définie Eq. 3.2 selon y et Eq. 3.3 selon x. Cette relation est déduite de la dérivée verticale de l'équilibre géostrophique ($f \wedge \vec{e}_z = -\frac{1}{\rho_0} \nabla P$). D'après le vent thermique, un cisaillement horizontal de densité (et donc de température et/ou salinité) induit un cisaillement vertical de courant.

$$\partial_z v = -g/(\rho_0 f) \partial_x \rho \quad (3.2)$$

$$\partial_z u = g/(\rho_0 f) \partial_y \rho \quad (3.3)$$

La figure (Fig. 3.10, c) présente une section zonale en été, à travers le sud du domaine. La stratification est bien installée, avec un front et un gradient horizontal de température très marqué induisant un cisaillement vertical de vitesse important, de l'ordre 5 cm.s^{-1} pour 20 m. A cette latitude, en surface, les courants atteignent alors jusqu'à $\sim 5-6 \text{ cm.s}^{-1}$ et sont orientés vers le Sud.

Durant la saison estivale, la structure du front d'Ouessant induit donc une circulation géostrophique qui peut être intense, notamment au sud de la Mer d'Iroise et qui contribue ainsi de manière significative à la circulation résiduelle totale.

Après avoir présenté les caractéristiques principales (position géographique, saison et profondeur) de la circulation résiduelle totale, nous allons à présent chercher à isoler ces différentes composantes, c'est-à-dire la circulation résiduelle due aux processus de rectification de marée, due au vent et due au gradient de densité présent au niveau du front en été. Les méthodes entreprises pour séparer ces différentes contributions seront présentées au début de chacune des sections.

3.2.2 La circulation résiduelle de marée : onde M2

Un des acteurs importants de la circulation résiduelle en Mer d'Iroise est le processus de rectification de marée. Il s'agit d'une circulation induite par le passage de l'onde de marée barotrope sur la bathymétrie entraînant une circulation résiduelle de marée. Ces courants résiduels de marée sont dus aux interactions non-linéaires entre la bathymétrie et les courants de marée.

Afin de détailler ces circulations résiduelles de marée, nous avons choisi de caractériser la circulation associée à l'onde de marée M2, onde principale dans la région Iroise. Néanmoins, notre objectif avec cette configuration réaliste n'est pas une étude détaillée des processus de rectification de marée, nous nous contenterons de diagnostiquer ces circulations rectifiées dans la région. Pour de plus amples détails, le lecteur pourra par exemple se référer à la thèse de Nicolas Pérenne (Pérenne, 1997) qui contient une synthèse bibliographique précise et très fournie des différentes théories concernant la rectification de marée.

Pour calculer la circulation résiduelle de marée associée à l'onde M2, la simulation de référence a été simplifiée afin de ne prendre en compte ni le forçage en surface par le vent, ni la structure thermohaline de l'océan, uniquement forcée par l'onde de marée M2. Il s'agit donc **d'une simulation tridimensionnelle, sans forçage en vent et sans stratification**, qui nous permet d'isoler la circulation uniquement due à la rectification de marée.

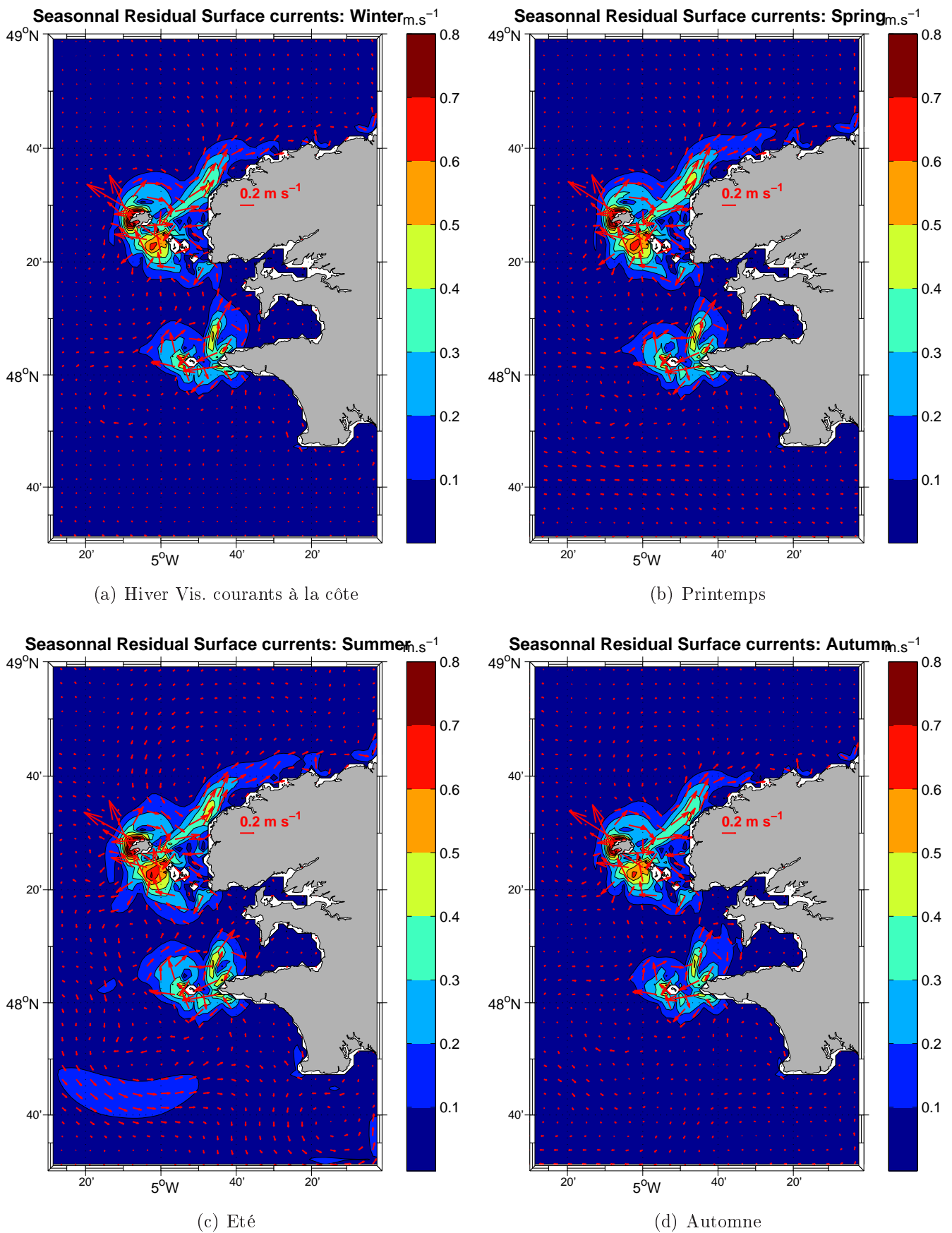


FIG. 3.8 – Circulations résiduelles eulériennes moyennes en Mer d'Irlande, a) en hiver, b) : au printemps, c) : en été, d) : en automne. La palette de couleurs est adaptée aux valeurs trouvées en zone peu profonde.

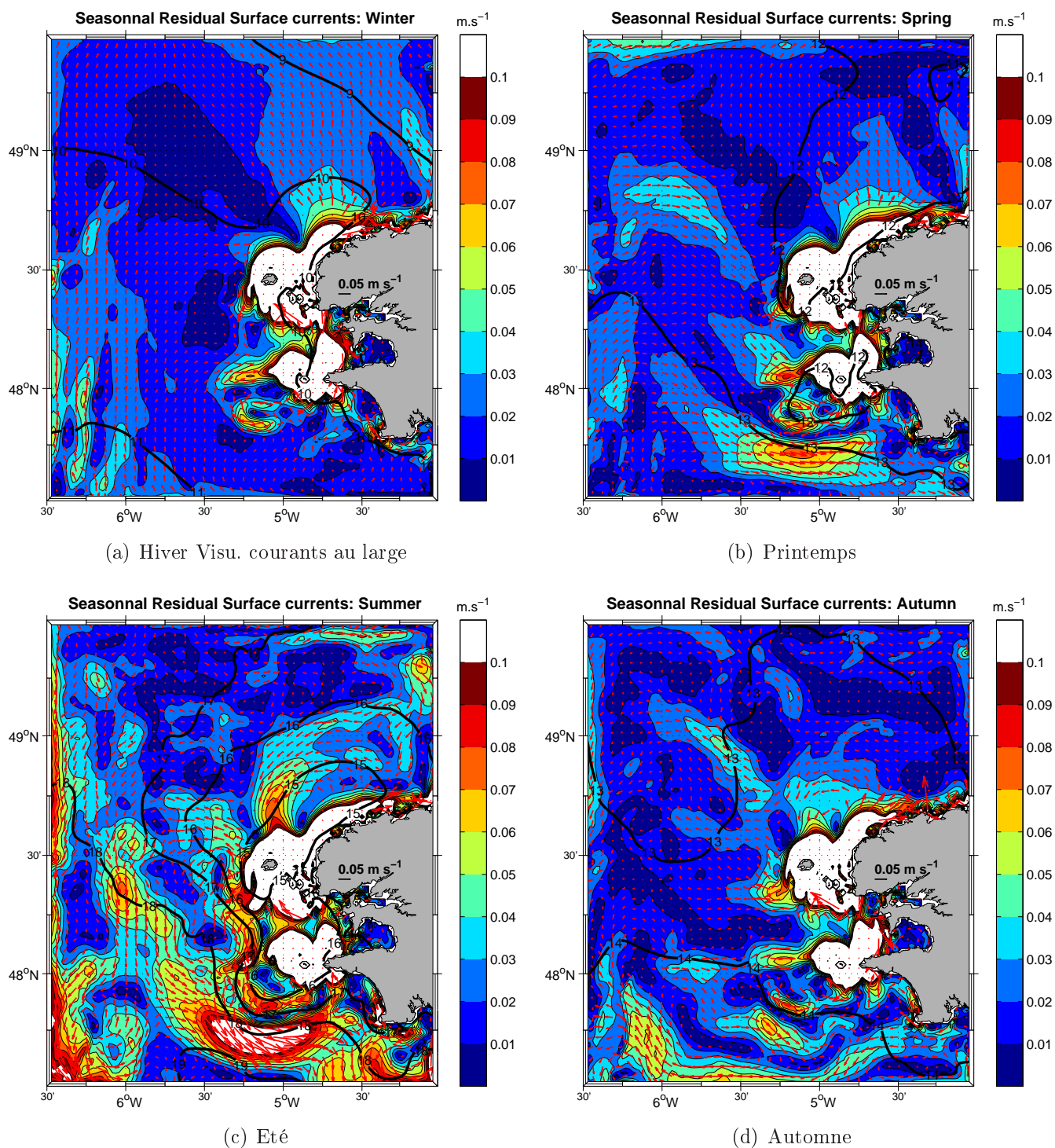
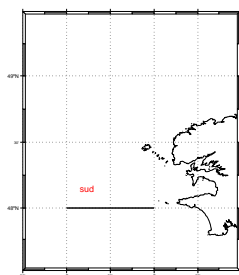


FIG. 3.9 – Circulations résiduelles euleriennes moyennes en Mer d'Irlande, a) en hiver, b) : au printemps, c) : en été, d) : en automne. Les fortes valeurs en zones peu profondes ont été masquées. Les contours noirs représentent les isothermes.



Position des
stations

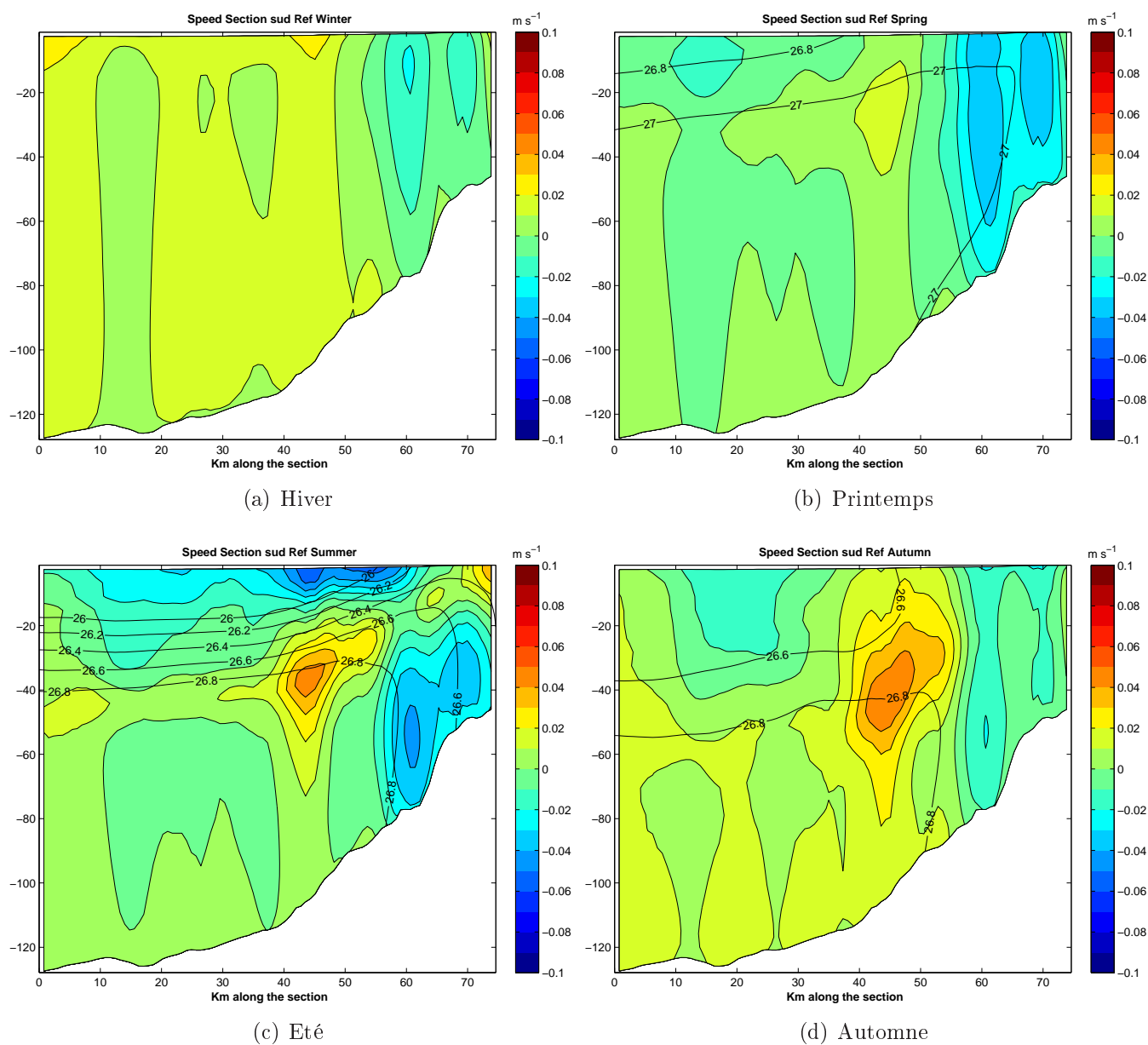


FIG. 3.10 – Coupes verticales, à travers le Sud du domaine, pour la vitesse résiduelle eulérienne totale, "cross-section", méridiennes. Les contours représentent les iso-densité, en $kg.m^{-3}$. Les intervalles de contours sont de $0.2 kg.m^{-3}$

Afin de ne pas modifier les conditions de tension sur le fond et de cisaillement vertical de vitesse par rapport au cas de référence, (vent, stratification, toutes les ondes de marée,...), nous nous sommes placés dans un cadre tridimensionnel.

La circulation résiduelle de marée calculée avec cette simulation est présentée sur la figure (Fig. 3.11).

En zone peu profonde, on retrouve les valeurs de la simulation de référence, "réaliste" : on observe ainsi des valeurs comprises entre 20 et 40 cm.s^{-1} avec des valeurs maximales, de 50 et 60 cm.s^{-1} dans le Chenal du Fromveur et à l'approche de la côte ouest de Ouessant. On observe les intenses circulations anticycloniques autour des îles de Sein et Ouessant, l'intensification le long de la *Côte des Abers* et la circulation très complexe située entre les différentes îles de l'archipel de Ouessant. Plus au large, en zones plus profondes, les vitesses sont nettement moins élevées, avec des valeurs inférieures à 0.15 cm/s , inférieures aux valeurs de la circulation résiduelle totale (Fig. 3.9). **Ces observations confirment clairement qu'en zone littorale, c'est la rectification de marée qui gouverne principalement la circulation résiduelle eulérienne totale.**

Considérations sur la dissipation d'énergie de l'onde de marée M2

L'onde dominante M2, en plus d'être principalement responsable des circulations résiduelles dans les zones peu profondes du domaine, est également primordiale pour les processus diabatiques de mélange vertical. Afin d'avoir une vue plus précise de la dissipation de l'onde M2 et d'identifier précisément les lieux présentant les plus grandes pertes d'énergie tidale, nous avons calculé le taux moyen de dissipation d'énergie \mathbf{D} de l'onde de marée M2 défini par Munk (1997) selon l'équation (Eq. 3.5) ainsi que le flux d'énergie de marée M2 barotrope moyen $\vec{\mathbf{F}}$. Ce flux inclut l'énergie potentielle et l'énergie cinétique, il est défini selon l'équation (Eq. 3.4).

$$\vec{\mathbf{F}} = (h + \eta)\rho_0(0.5|\vec{U}|^2 + g\eta)\vec{U} \quad (3.4)$$

$$D = \frac{1}{T} \int_0^T C_D \rho_0 (u^2 + v^2) dt \quad (3.5)$$

avec η : élévation de surface, en mètres, \vec{U} : vecteur courant barotrope de marée, $|\vec{U}|$ la norme du courant barotrope de marée et C_D : le coefficient de friction quadratique. $\vec{\mathbf{F}}$ est un flux moyen d'énergie tidale et D est taux de dissipation moyen.

En Mer d'Iroise, le flux $\vec{\mathbf{F}}$ (Fig. 3.12, a) est très hétérogène et principalement localisé près de la côte Il est orienté vers le Nord-Est en direction de la Manche, les valeurs maximales enregistrées se situent dans les zones peu profondes du domaine autour des

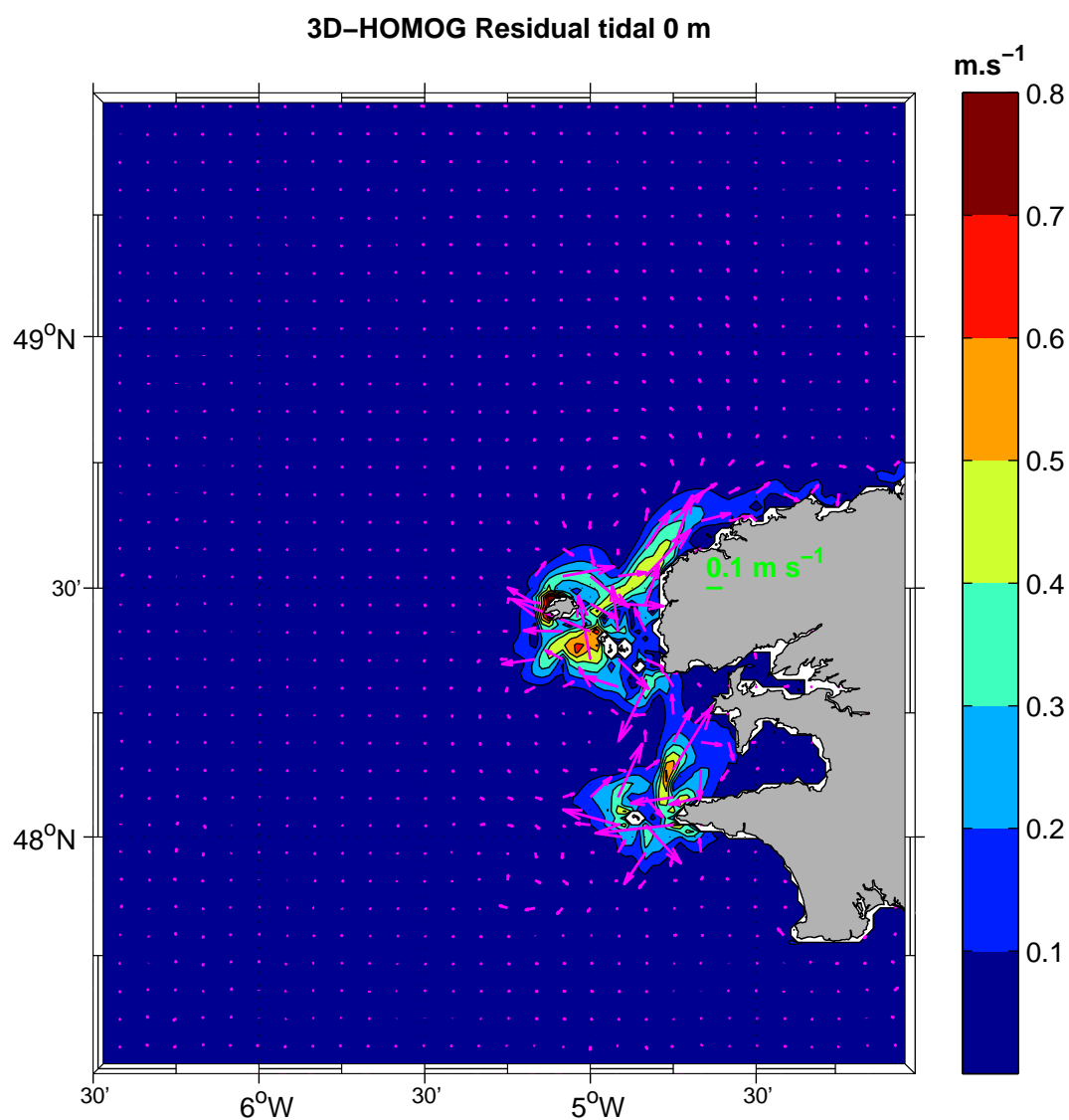


FIG. 3.11 – Carte présentant la circulation de marée résiduelle en surface, associée aux effets de rectification de marée. Il s'agit d'une moyenne sur 6 mois de simulation. Les courants sont en m/s.

îles de Sein, d'Ouessant et dans les Chenaux du Raz de Sein, du Fromveur et du Four, avec un flux maximal entre les isobathes 60 et 80 mètres.

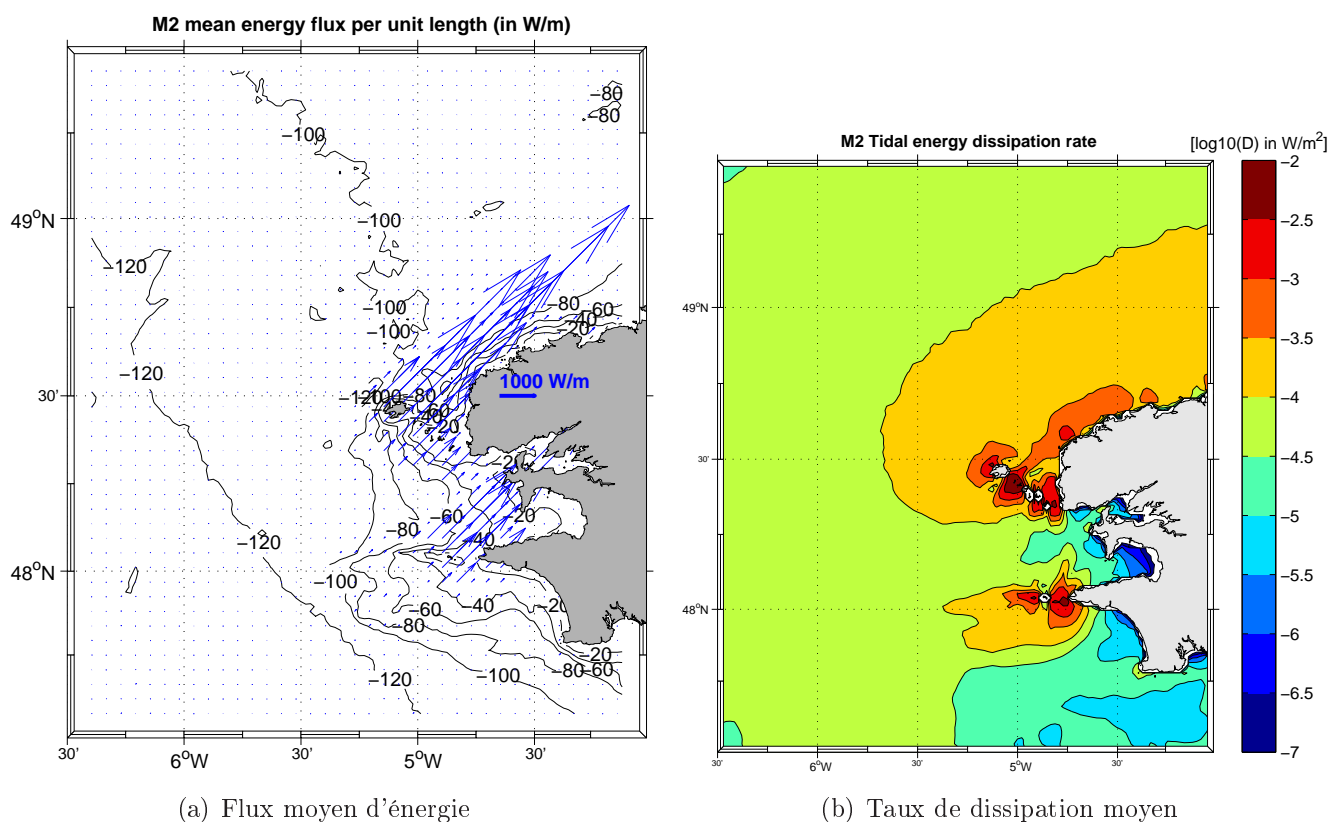


FIG. 3.12 – a : Flux moyen d'énergie de marée M2 par unité de longueur (W/m). b : Taux de dissipation moyen de l'onde de marée M2 en W/m^2

Le taux de dissipation de ce flux d'énergie tidale est présenté en Fig.(3.12, b). Sa distribution spatiale démontre que les zones peu profondes autour de l'île de Sein, de l'archipel d'Ouessant et des chenaux du Four, du Fromveur et du Raz de Sein constituent des puits d'énergie tidale.

La zone comprise entre Ouessant et l'île de Trielen est la zone de plus grande dissipation d'énergie avec un taux d'environ $10^{-1} W/m^2$. Ceci n'est pas étonnant étant donnée la faible profondeur du détroit et la puissances des courants rencontrés. Néanmoins, cette analyse met en lumière le rôle prépondérant joué par la bathymétrie et la géométrie de la côte, sur la distribution d'énergie dans le domaine et la structure de la circulation de marée.

3.2.3 La circulation résiduelle associée au vent

La seconde composante de la circulation résiduelle, évoquée en introduction, est celle induite par le vent, qui agit principalement en surface et dans la couche d'Ekman.

Afin de quantifier la contribution du vent, nous avons effectué une simulation jumelle à la simulation de référence, ne présentant aucun forçage en vent, dénommée NOSTRESS RUN, considérant, en première approximation que la différence entre la simulation de référence et cette simulation jumelle représente cette circulation induite par le vent.

Cette approximation nécessite toutefois de faire l'hypothèse que les interactions non-linéaires entre les différentes dynamiques sont faibles.

La circulation induite par le vent est principalement active dans les régions proches de la côte (Fig. 3.13).

Au nord de l'île de Sein, on observe une circulation cyclonique intense, présentant des vitesses importantes, supérieures à 10 cm.s^{-1} . Cette circulation cyclonique est présente aux quatre saisons de l'année avec une intensification à l'automne et en hiver. Au sud de l'île de Sein, dans la Baie d'Audierne, on note une circulation qui longe la côte vers le Sud-Est, en direction de la pointe de Penmarc'h. Elle est faible en hiver ($< 1 \text{ cm.s}^{-1}$), mais atteint jusqu'à 4 cm.s^{-1} aux autres saisons.

Au niveau l'archipel d'Ouessant, durant toute l'année, il existe également une circulation assez intense due au vent, comprise entre 5 et 10 cm.s^{-1} , orientée Sud/Sud-Ouest au nord d'Ouessant puis Sud-Est au sud.

Plus au nord, le long de la *Cote de Abers*, la circulation induite par le vent est dirigée vers le sud-ouest. Cette circulation est le plus intense en hiver et surtout à l'automne, avec des vitesses comprises entre 5 et 10 cm.s^{-1} . A ces saisons, cette circulation rejoint celle la circulation décrite précédemment en contournant l'île d'Ouessant par l'ouest. Au printemps et en été, les courants sont plus faibles avec des courants maximaux inférieurs à 4 cm.s^{-1} .

Au large

Au large, la circulation résiduelle induite par le vent est présentée sur les figures (Fig. 3.14). En hiver, cette circulation est très faible, avec des courants inférieurs à $1 - 2 \text{ cm.s}^{-1}$. Au printemps et à l'automne, cette circulation est légèrement plus importante, avec des courants atteignant localement 3 cm.s^{-1} , en particulier dans le sud du domaine où les courants s'orientent Est-Sud-Est.

C'est en été que les courants induits par le vent sont les plus importants et présentent la structure horizontale la plus complexe. Dans la partie nord du domaine (latitude > 48

N ° 30'), les courants sont globalement orientés vers le Sud, avec des valeurs maximales dépassant localement 3 cm.s^{-1} . Dans la partie sud, ces courants sont légèrement plus intenses, dépassant localement les 5 cm.s^{-1} , notamment à l'ouest de 6° W .

Cette observation reste toutefois contre-intuitive, il est étonnant que la circulation résiduelle associée au vent soit maximale en été alors que c'est en automne que les vents sont les plus forts. Ceci s'explique cependant par le fait que notre saison estivale comprend le septembre. Sur la figure (Fig. 2.13), on voit que le mois de septembre affiche des coups de vents importants pouvant induire les circulations relativement importantes rencontrées. Par ailleurs, la tension de vent, en impactant la couche de mélange de surface va jouer aussi sur la structure du front de densité et les courants associés ; ce point reste néanmoins à éclaircir.

Une méthode intéressante, mais qui n'a pas été utilisée ici, consisterait à évaluer la circulation induite par le vent, en effectuant une simulation jumelle en conservant le même forçage de vent mais en "supprimant" le forçage de marée. Ceci permettrait de mettre en évidence la partie de la circulation associée au vent, liée à la dynamique frictionnelle d'Ekman.

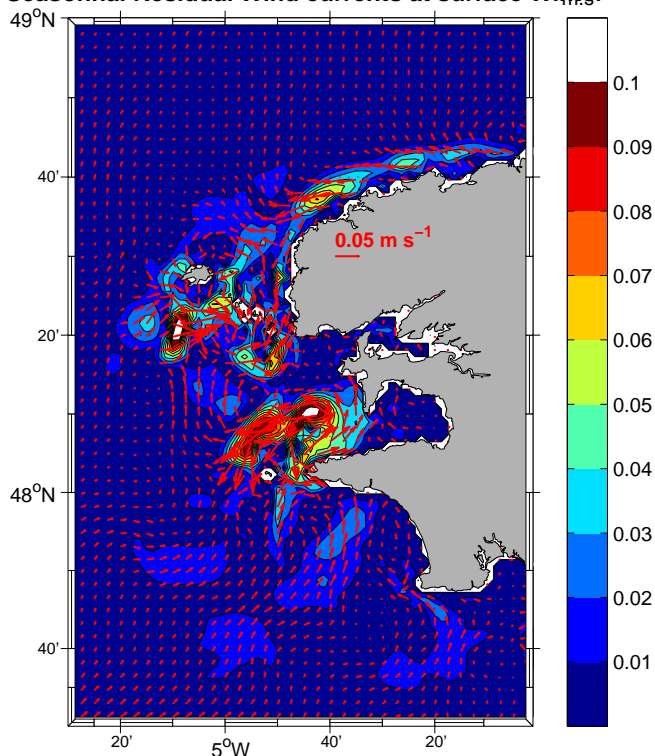
Aux échelles saisonnières considérées, la circulation induite par le vent est **significative toute l'année dans les zones peu profondes**, avec un schéma de circulation assez constant. L'intensité des courants est maximale au printemps et à l'automne avec des courants de surface dépassant localement les 10 cm.s^{-1} .

Plus au large, cette circulation est beaucoup plus faible avec des courants résiduels de l'ordre de $1 - 2 \text{ cm.s}^{-1}$ sauf la saison estivale qui présente en revanche des circulations résiduelles plus complexes et plus intenses atteignant localement $3 - 4 \text{ cm.s}^{-1}$.

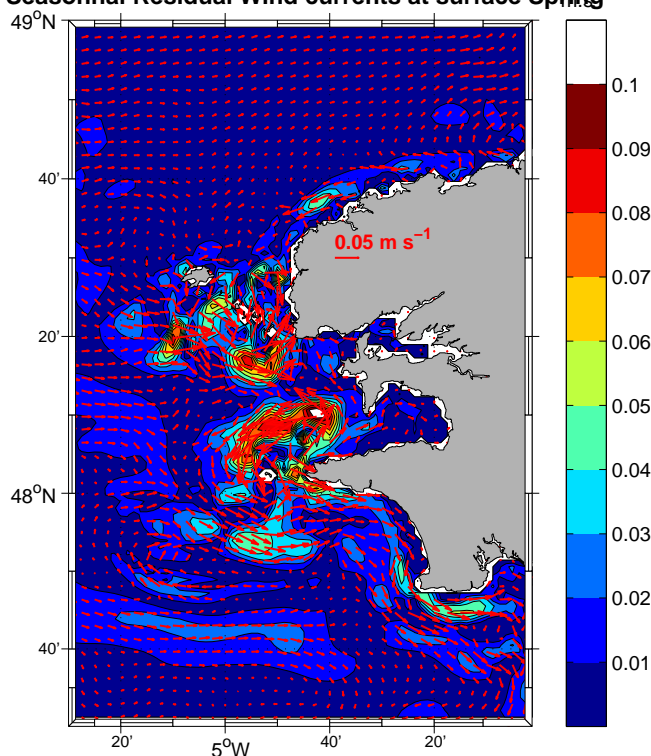
Eléments de synthèse

1. La circulation résiduelle induite par le vent à ces échelles saisonnières est significative uniquement dans les zones peu profondes et littorales.
2. Bien que significatives dans ces zones peu profondes, cette circulation est nettement plus faible que la circulation résiduelle de marée.
3. Au large, à l'automne, au printemps et surtout en hiver, sur les moyennes saisonnières calculées, la circulation due au vent est faible, inférieure à $1 - 2 \text{ cm.s}^{-1}$ (sauf en quelques régions très localisées, où elle atteint $2 - 3 \text{ cm.s}^{-1}$).

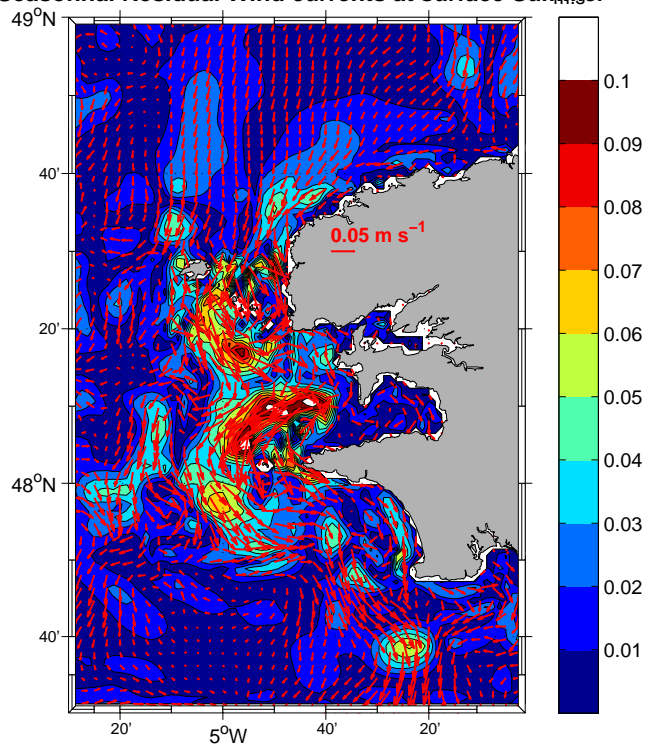
4. Au large, en été, les courants dus au vent sont plus forts avec une structure plus complexe que pour les 3 autres saisons :
 - Bien que plus complexe, ils s’orientent globalement vers le sud.
 - Dans le nord du domaine, ils présentent des valeurs maximales de l’ordre de $3 - 4 \text{ cm.s}^{-1}$.
 - Au sud de $48^\circ \text{ N } 30'$, ces courants sont légèrement plus intenses, dépassant localement les 5 cm.s^{-1} .

Seasonal Residual Wind currents at surface Winter¹

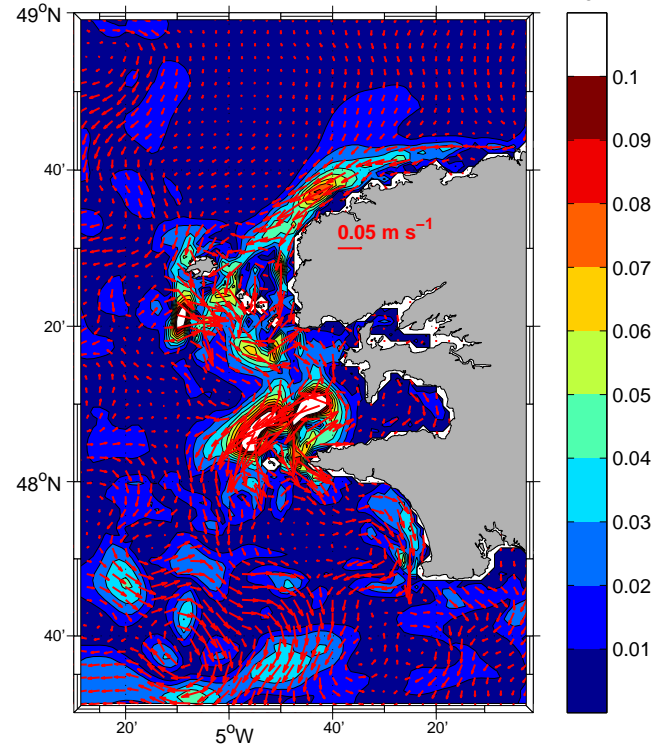
(a) Hiver Visu. courants près de la côte

Seasonal Residual Wind currents at surface Spring¹

(b) Printemps

Seasonal Residual Wind currents at surface Summer¹

(c) Été

Seasonal Residual Wind currents at surface Autumn¹

(d) Automne

FIG. 3.13 – Circulation due au vent en Mer d'Iroise aux quatre saisons. Zoom près de la côte avec une échelle de couleur adaptée aux valeurs élevées rencontrées. Les courants sont exprimés en m.s^{-1}

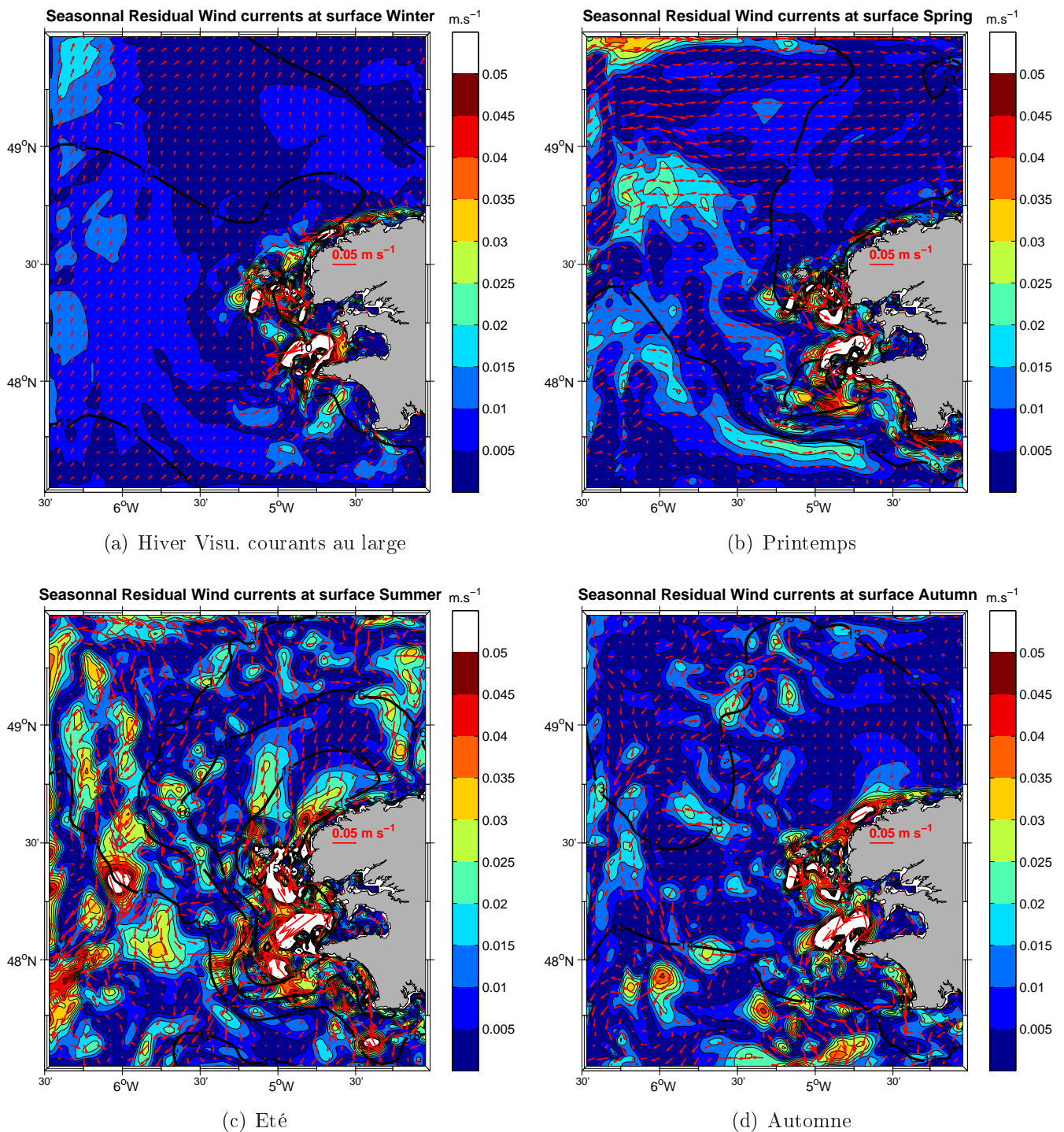


FIG. 3.14 – Circulation due au vent en Mer d'Iroise aux quatre saisons. Les courants sont exprimés en m.s^{-1} . Tout le domaine est représenté.

3.2.4 La circulation résiduelle associée au front en été

Dans la section 3.2.1, nous avons vu qu'en été, des circulations associées au front thermique modifiaient de manière significative la circulation résiduelle en Mer d'Iroise. Dans cette partie, nous proposons donc de quantifier cette circulation le long du front (along front circulation).

Schéma de principe - Vent thermique

Avant de présenter les résultats, nous donnons une vision schématique des profils de courants de densité au niveau du front d'Ouessant (Mariette, 1983). Considérons un front orienté Nord-Sud tel que présenté sur la figure (Fig. 3.15). En surface, le front impose un gradient de densité zonal positif, $\partial_x \rho > 0$ en raison de l'outcropping des isopycnes. Sous la thermocline en revanche, le gradient de densité zonal est négatif en raison de la plongée des isopycnes vers le fond.

Via l'équilibre du vent thermique ($\partial_z v = \frac{g}{\rho_0 f} \partial_x \rho$), l'inclinaison des isopycnes selon la direction zonale induit un cisaillement vertical du courant géostrophique méridien au niveau du front. En surface, ce cisaillement est décroissant (l'axe orienté vers le haut) et sous la thermocline, il est positif. Ceci nous donne le profil vertical de vitesse géostrophique méridienne V_{geo} présenté sur la figure (Fig. 3.15).

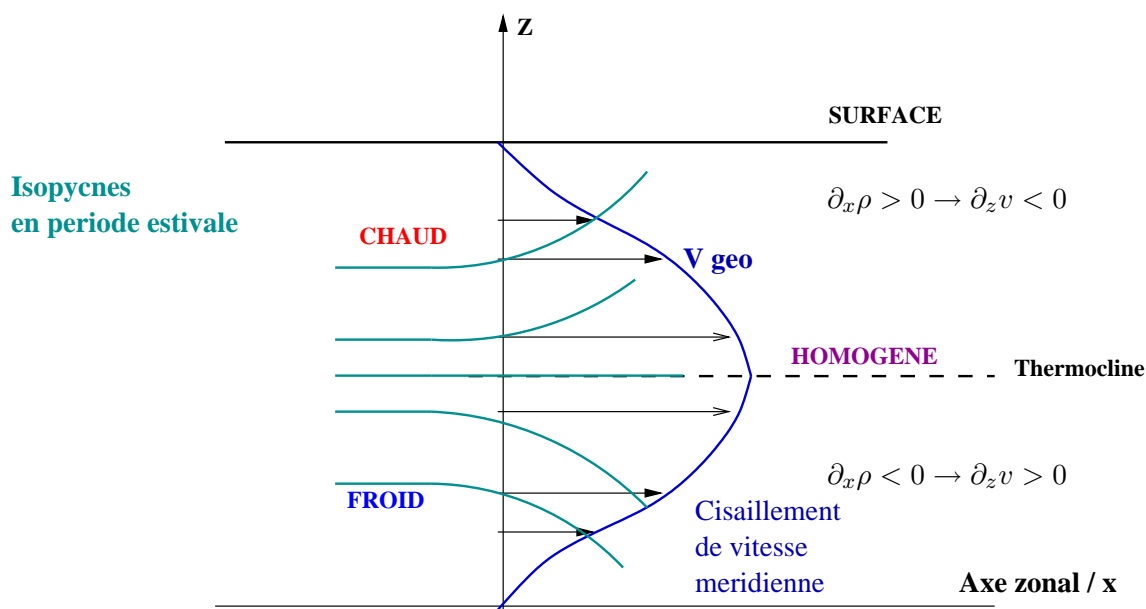


FIG. 3.15 – Cisaillement vertical du jet géostrophique le long du front d'Ouessant.

La présence du front thermique permet donc le développement le long du front d'un courant géostrophique dont le cisaillement vertical peut être important. **Dans ce cadre, nous avons cherché à évaluer quelle partie du courant résiduel est imputable à ce mécanisme géostrophique.**

Pour cela, les courants géostrophiques ont été calculés partir du champ de densité moyen dont nous disposons. Ce calcul se base sur la décomposition présentée par les équations 3.6 à 3.10. La circulation géostrophique peut se décomposer en deux parties : une partie contenant toute la baroclinicité de l'écoulement, on parlera de partie "barocline" de l'écoulement géostrophique, nulle en surface. La seconde partie de l'écoulement, induit par le gradient de pression de surface ("sea level pressure gradient") est appelé courant géostrophique "barotrope". Le courant géostrophique total est la somme de la partie barocline et de la composante barotrope, associée à la pente du niveau moyen de la surface.

$$\vec{U}_{total} = \vec{U}_{turb} + \vec{U}_{geo} \quad (3.6)$$

$$\vec{U}_{geo} = \vec{U}_{geo}^{surface} + \vec{U}_{geo}^{barocline}(z) \quad (3.7)$$

$$\vec{U}_{geo}^{surface} = \frac{g[\rho_o + \rho'(x, \eta)]}{\rho_o f} \vec{e}_z \wedge \nabla \eta \approx \frac{g}{f} \cdot \vec{e}_z \wedge \nabla \eta \quad (3.8)$$

$$\vec{U}_{geo}^{barocline}(z) = \frac{g}{\rho_o f} \vec{e}_z \wedge \int_z^\eta \nabla \rho' dz' \quad (3.9)$$

$$(3.10)$$

avec η la surface libre, ρ_o la densité moyenne, ρ' l'écart par rapport à cette densité et f le paramètre de Coriolis.

Contribution géostrophique

La partie barocline de cette circulation géostrophique a été calculée à partir des équations (Eq.3.6-3.10) et est présentée sur les figures (Fig. 3.16 a, b, c et d) décrivant les quatre saisons de l'année. Ces coupes indiquent que c'est durant la saison estivale que la circulation induite par le front est la plus significative. On observe alors un cisaillement sur la verticale bien marquée avec une structure typique des front de marée. Dans la zone de remontée, ou d'"outcropping", des isopycnes (km 45 de la section), **le cisaillement est décroissant** sur la verticale de l'ordre de 10 cm.s^{-1} pour 40 m. Dans la zone d'éclatement des isopycnes vers le fond, "downcropping", au km 60 de la section, **le cisaillement est par contre croissant**, de l'ordre de 10 cm.s^{-1} pour 40 m également avec un maximum de courant au fond orienté vers le Sud.

La circulation géostrophique totale, U_{geos} déduite des champs de densité et d'élévation de surface (champs de SSH, Sea Surface Height) fournis par le modèle a ensuite été calculé pour la saison estivale et comparée à la circulation résiduelle totale issue du modèle afin d'évaluer les zones où la circulation résiduelle est imputable à un mouvement géostrophique le long du front de densité (Fig. 3.17).

Dans les régions littorales, la validité de notre calcul est erroné car l'équilibre géostrophique n'est pas dominant, les termes non-linéaires d'advection et de mélange turbulent vertical intervenant majoritairement. Pour cette analyse, nous ne nous intéresserons donc qu'aux zones situées un peu plus au large avec une certaine profondeur et des courants de marée moins importants. Par ailleurs le front étant vraiment actif en été, nous nous focaliserons sur la période estivale. Cette comparaison est présentée sur la figure Fig. 3.17.

Au niveau de la remontée des isopycnes, en surface, (km 45 de la section), le cisaillement vertical décroissant (suivant z) des courants résiduels totaux est bien reproduit par le calcul géostrophique. A la base de la thermocline, on retrouve bien le maximum de courant, orienté vers le Nord. En surface, par contre, les courants, de l'ordre de 6 cm.s^{-1} dans la simulation de référence sont sous-estimés par le calcul géostrophique ($2 - 3 \text{ cm.s}^{-1}$), en raison de la dynamique d'Ekman non prise en compte.

Au niveau de l'éclatement des isopycnes, (kms 60 sur la section), le cisaillement décroissant est également reproduit, mais avec des vitesses sur-estimées par le calcul géostrophique. L'éclatement des isopycnes se situe dans une zone où les courants de marée commencent à s'intensifier (la profondeur diminue) et où l'équilibre principal n'est plus la géostrophie : on sort du domaine de validité de notre calcul.

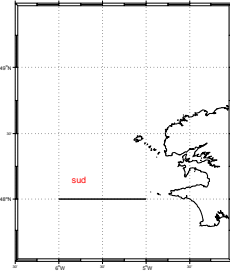
Plus au large, (entre les kms 5 et 50 de la section), le cisaillement vertical décroissant observé dans la simulation de référence est correctement reproduit par le calcul géostrophique, sous la thermocline et jusqu'à sa limite inférieure. On se trouve effectivement en dehors des zones frictionnelles de surface et de fond et le calcul géostrophique est valable. En revanche, il est largement sous-estimés dans les couches de surface, pour la même raison que précédemment : la dynamique d'Ekman y est non-négligeable voire dominante.

Eléments de synthèse

En été, le champ de densité modifie la circulation résiduelle totale en Mer d'Iroise, en induisant, dans la zone de remontée des isopycnes, un courant en surface de l'ordre de 5 cm.s^{-1} , orientée vers le Sud et un courant orienté vers le Nord de l'ordre de 3 cm.s^{-1} à la base de la thermocline.

Cette analyse indique également qu'il n'est pas aisé d'isoler la contribution de la structure thermique du front sur la circulation résiduelle totale en mer d'Iroise. En effet, l'hypothèse géostrophique n'est valable que dans une zone assez restreinte de la mer d'Iroise.

Ceci nous nous conduit à analyser plus en détails les différents équilibres et régimes à l'oeuvre en Mer d'Iroise. Ces travaux sont présentés plus en détails par la suite, dans le chapitre IV, à l'aide de bilans de quantité de mouvement.



Sur les graphes ci-dessous, les contours représentent les iso-densités, les intervalles sont de 0.2kg.m^3 .

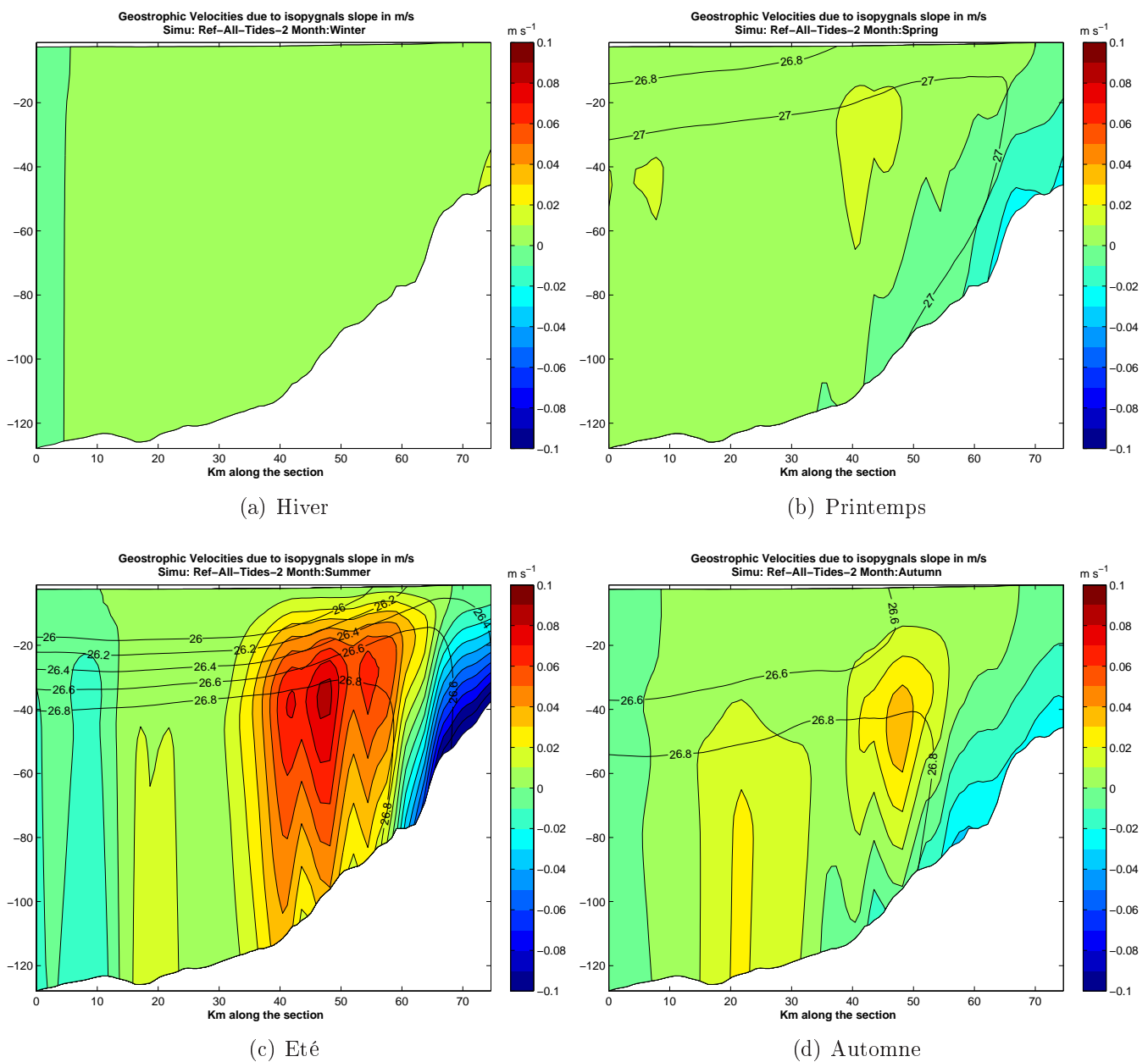
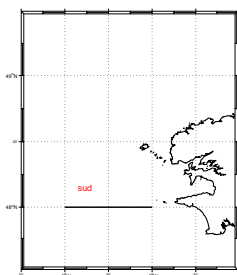


FIG. 3.16 – Section zonale de la composante méridienne du courant géostrophique "barocline" déduite des profils verticaux en densité.



Coupe zonale de vitesse méridiennes en été lorsque le front est bien installé. Les contours représentent les iso-densités avec des intervalles sont de 0.2 kg.m^3 .

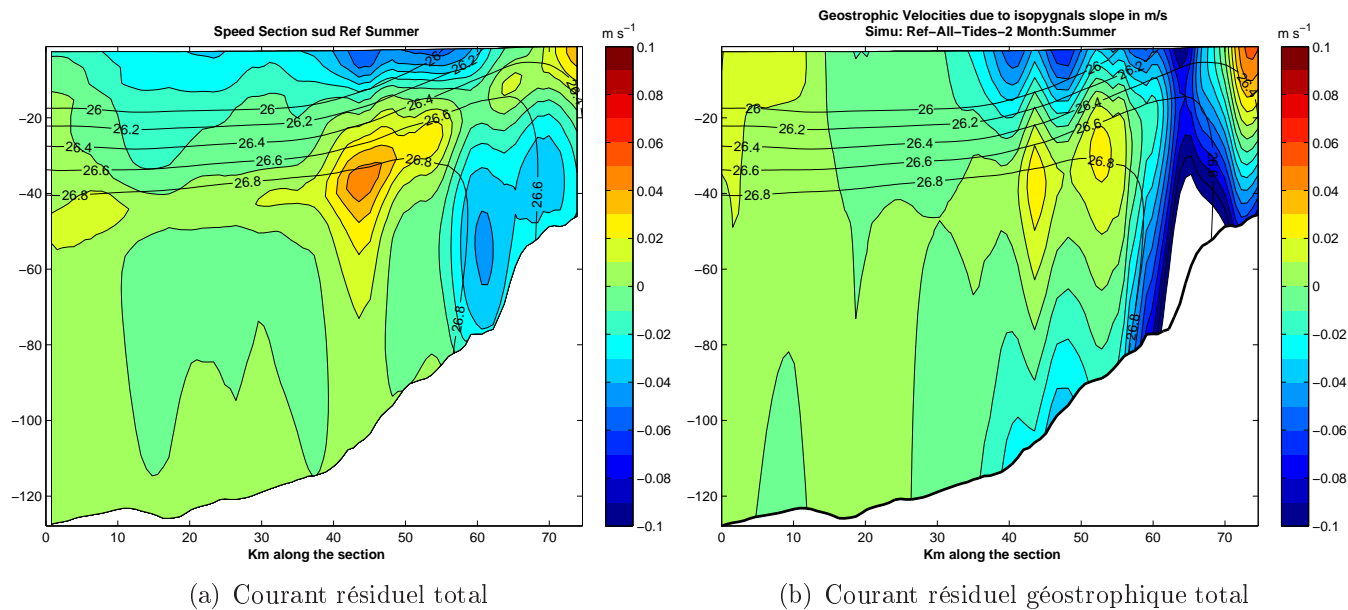


FIG. 3.17 – Section zonale de la composante méridienne (a) du courant résiduel total, (b) du courant résiduel géostrophique total

Chapitre 4

Bilans dynamiques et thermodynamiques en *Mer d'Iroise*

Dans le chapitre précédent, nous avons décrit la circulation résiduelle et la structure thermodynamique moyenne de la simulation de référence. Nous avons mis en évidence des processus physiques différents suivant les zones considérées de la Mer d'Iroise, les saisons et les profondeurs. Afin de comprendre comment les différents équilibres dynamiques et thermiques évoluent au cours de l'année, nous avons cherché à mettre en évidence les différents termes des équations afin de quantifier leurs rôles respectifs. Pour cela, nous avons mené plusieurs types d'analyses, en utilisant les diagnostics "online" **des termes de tendances** des équations de quantité de mouvement et de traceurs, (température essentiellement) implémentés dans le code Roms, en collaboration avec Patrick Marchesiello et Philippe Estrade (Estrade, 2006) et permettant de fermer exactement les bilans de chaleurs et de quantité de mouvement.

4.1 Analyse diagnostique de quantité de mouvement

L'objectif de cette analyse est de cartographier selon la saison et la profondeur, les différents régimes dynamiques à l'oeuvre en Mer d'Iroise. L'organisation de cette partie concernant les bilans dynamique dans la zone est la suivante : d'abord la méthodologie employée pour cartographier ces régimes est détaillée puis les résultats obtenus sont présentés. Enfin, un schéma synthétique des régimes dynamiques en Mer d'Iroise est présenté.

4.1.1 Méthodologie

Pour cette analyse, les termes de tendance des équations de quantité de mouvement ont été diagnostiqués au cours de la simulation. Ces termes dynamiques sont les suivants :

- la tendance temporelle $\partial_t \vec{u}$

- le terme de Coriolis $f\vec{u}$
- le terme d'advection $\vec{u} \cdot \nabla \vec{u}$
- le terme de mélange vertical $\partial_z(K_v \partial_z \vec{u})$
- le terme de gradient de pression $-\nabla P / \rho_0$.

Ces diagnostics nous permettent de mesurer l'importance de chacun des termes de l'équation de mouvement et de mettre en évidence, si le terme de tendance temporelle est petit, les équilibres présents dans la région. L'amplitude de ces termes de tendances temporelles (flèches roses, Fig. 4.1) a été examinée : elle est toujours faible pour ces analyses saisonnières (quelque soit la saison, profondeur et région considérée) et on peut dès lors considérer les autres termes de tendance en "équilibre" (au moins à ces échelles saisonnières).

Les figures (Fig. 4.1 a, b et c) présentent ces différents termes de tendance, durant la saison estivale¹, en surface et sous la thermocline (-60m)². Sur ces cartes, les différents termes de l'équation de quantité de mouvement sont représentés par des flèches de différentes couleurs. On voit que leurs amplitudes peuvent être différentes selon les zones considérées, les profondeurs et les saisons.

Par exemple, au cours de la saison estivale les différents termes dynamiques n'agissent pas de la même manière : **en zone peu profonde, (profondeur $\leq 80 - 100$ m)**, les termes sont supérieurs d'un ou deux ordres de grandeur à ceux des régions plus profondes, situées plus **au large, (profondeur $\geq 80 - 100$ m)**. En zone littorale, près des îles, les termes advectifs sont très importants et en équilibre avec le terme de gradient de pression. Au large, dans l'ouest et le sud-ouest du domaine, l'équilibre s'opère entre les forces de pression et la force de Coriolis, c'est-à-dire que dans ces zones, le régime géostrophique domine la dynamique de l'écoulement.

L'analyse de ces cartes se révèle néanmoins assez délicate car elles comportent beaucoup d'informations. Pour synthétiser et interpréter ces résultats, nous avons calculé les nombres de **Rossby** et d'**Ekman** (Gill, 1982; Pedlovsky, 1979) locaux afin de définir l'ensemble des **régimes dynamiques** susceptibles d'exister.

¹Les autres saisons ne sont pas présentées mais ont été analysées.

²La figure (Fig. 4.1, b) est un zoom de la figure (Fig. 4.1, a) dans les zones peu profondes.

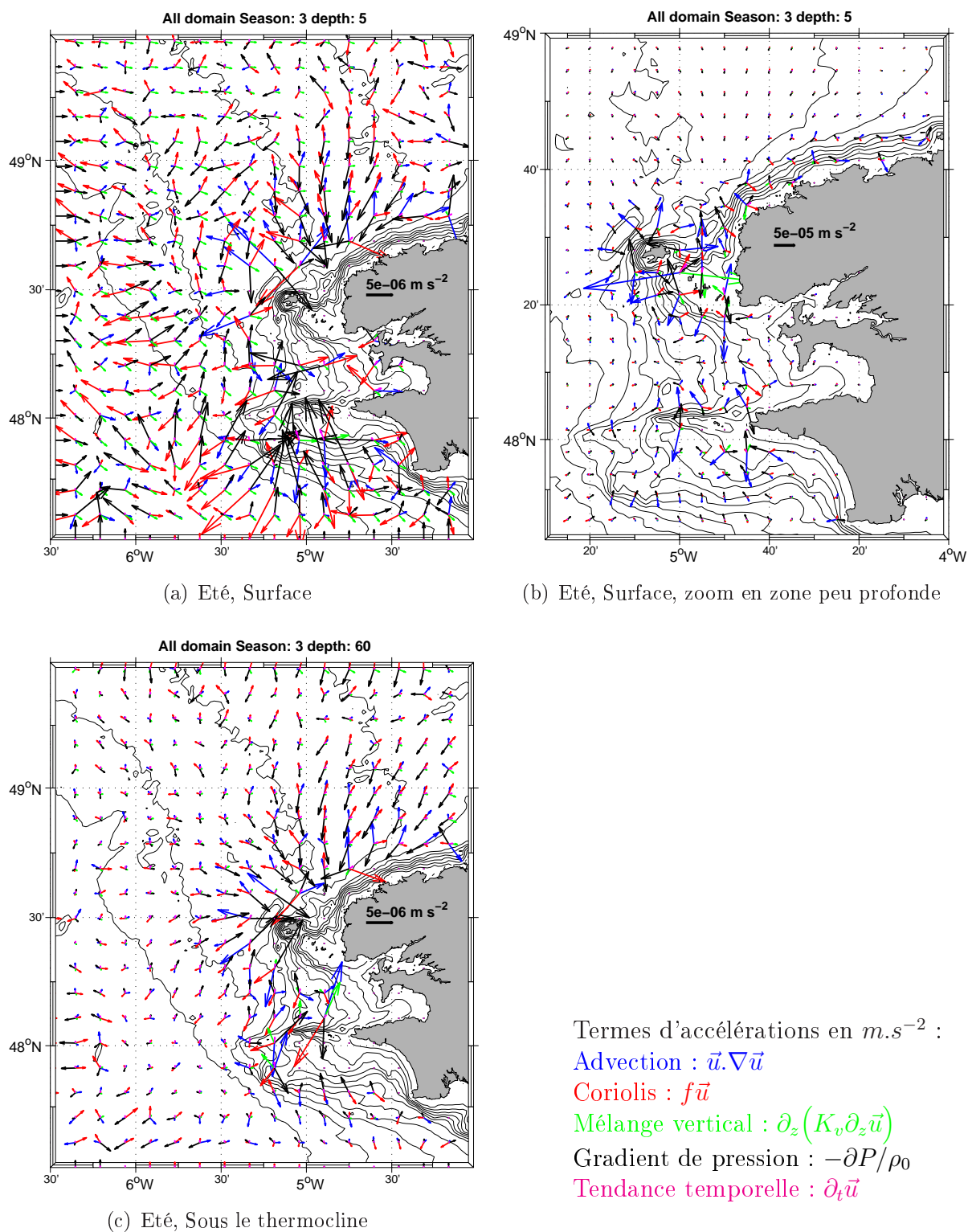


FIG. 4.1 – Exemples de bilan de quantité de mouvement en Mer d'Irlande en été, a) : à 5 m. b) à 5 m avec un zoom sur la région peu profonde. c) sous la thermocline, à 60 m. Les flèches de couleurs représentent les différents termes dynamiques de l'équation de quantité de mouvement, ils sont exprimés en $m.s^{-2}$.

Nombres adimensionnels et régimes dynamiques

Ces nombres adimensionnels sont définis à partir des termes de tendance présentés précédemment, ils sont définis tels que :

$$\mathbf{Rossby} = \frac{\text{Advection}}{\text{Coriolis}} = \frac{\vec{u} \cdot \nabla \vec{u}}{f\vec{u}} \quad (4.1)$$

$$\mathbf{Ekman} = \frac{\text{Mélange vertical}}{\text{Coriolis}} = \frac{\partial_z (K_v \partial_z \vec{u})}{f\vec{u}} \quad (4.2)$$

Le nombre de Rossby, **Ro** (Eq. 4.1), permet de comparer les termes non-linéaires d'advection aux termes de Coriolis. Le nombre d'Ekman, **Ek** (Eq. 4.2), permet, lui, de comparer le terme de mélange vertical, également dénommé terme visqueux, au terme de Coriolis. Des cartes de ces nombres de Rossby et d'Ekman sont respectivement présentées sur les figures 4.3 et Fig. 4.2).

En zone peu profonde, appelée littorale, de profondeur ≤ 80 m, les nombres de Rossby sont très élevés sur toute la colonne d'eau, en raison des courants résiduels de marée barotropes intenses. Le nombre d'Ekman est plus faible (**Ek** $\ll 1$) dans une large partie de la zone littorale (sauf autour des îles) et est constant selon la verticale.

Au large, dans les régions où la profondeur est ≥ 80 m, appelées régions "offshore", les nombres de Rossby sont plus faibles car les courants résiduels, sont moins intenses, en particulier au Sud. Par rapport à la zone peu profonde, les nombres d'Ekman présentent une structure plus "classique", avec des valeurs importantes dans les couches de mélange de surface et au fond (figures non présentées) et des valeurs faibles sous la thermocline.

L'ensemble des régimes envisageables dans la région est présenté dans le tableau (Tab. 4.1). Plusieurs types d'équilibres sont possibles selon l'amplitude des quatre termes de tendance des équations de quantité de mouvement.

1. A faible Rossby, **Ro** $\ll 1$ et faible Ekman, **Ek** $\ll 1$, on a un équilibre entre la force de pression et la force de Coriolis, c'est **l'équilibre géostrophique, (1)**. Si le nombre d'Ekman augmente tel que **Ek** ~ 1 , alors on se retrouve dans un équilibre modifié où les forces visqueuses interviennent. C'est la situation que l'on retrouve dans les couches de surface et de fond de l'océan où **la dynamique d'Ekman** se superpose à la **géostrophie, (type 2)**. Si le terme frictionnel est dominant par rapport au terme de Coriolis, on obtient un équilibre entre force de pression et force visqueuse appelé **régime de Stokes, (type 3)**.

2. Dans le cas où le nombre de Rossby n'est plus très faible mais de l'ordre de 1,

	$Ro \ll 1$	$Ro \sim 1$	$Ro \gg 1$
$Ek \ll 1$	(1) Grad.Pres + Coriolis " Géostrophie "	(4) Advection + Grad.Pres + Coriolis	(6) Advection + Grad.Pres
$Ek \sim 1$	(2) Grad.Pres + Coriolis + Friction " Géostrophie Ekman "	(5) Advection + Grad.Pres + Coriolis + Friction " Régime mixte "	(6) Idem
$Ek \gg 1$	(3) Grad.Pres + Friction " Régime de Stokes "	(3) Idem	(7) Grad.Pres + Friction + Advection

TAB. 4.1 – Différents régimes et équilibres caractérisés en Mer d'Iroise.

$Ro \sim 1$, de nouveaux équilibres se développent.

- Le cas $Ro \sim 1$ et $Ek \ll 1$, décrit un équilibre entre trois termes : le terme non-linéaire advectif, le terme de pression et le terme de Coriolis, c'est le **régime de type 4**. Pour que ces régimes apparaissent, il faut que le terme non-linéaire d'advection $\vec{u} \cdot \nabla \vec{u}$ soit important. Ce terme est susceptible d'être grand dans plusieurs cas :
 - Dans les zones de faible rayon de courbure, le terme d'advection est principalement l'expression de la force centrifuge, on parlera dans ce cas d'équilibre ou de régime **cyclogéostrophique**.
 - Le terme d'advection $\vec{u} \cdot \nabla \vec{u}$ est également susceptible de croître suite à un cisaillement de vitesse, notamment le cisaillement azimuthal de vitesse azimuthale $\frac{u_\theta}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta}$. Pour désigner ce type d'écoulement avec un cisaillement dans le sens de l'écoulement (cisaillement "along flow"), on parle d'"**upstream flow**" ou de "**downstream flow**". On peut ainsi rencontrer ce type de régime avec des écoulements rectilignes, présentant des rayons de courbures importants mais avec un cisaillement "**along flow**", c'est à dire orienté dans la direction de l'écoulement.
- Dans le cas $Ro \sim 1$ et $Ek \sim 1$, le terme visqueux, $\partial_z (K_v \partial_z \vec{u})$, prend de l'importance et ne peut plus être négligé et c'est le **régime "mixte"** qui s'exprime dans ce cas.
- Si $Ek \gg 1$, c'est-à-dire si les termes visqueux deviennent très importants, on quitte le **régime "mixte"** et l'équilibre se fait entre le gradient de pression et les termes visqueux, il s'agit du **régime de Stokes**.

3. Les derniers cas présentent un nombre de Rossby important, $\mathbf{Ro} \gg 1$: le flot a une vitesse élevée, il ne sent plus la rotation de la Terre et le terme de Coriolis est alors négligeable

Le cas $\mathbf{Ro} \gg 1$ et $\mathbf{Ek} \ll 1$ nous amène à un équilibre entre le terme d'advection et le gradient de pression : **régime 6**. Comme dans le cas du **régime type 4**, ce type de régime apparaît notamment dans les régions où l'écoulement a un rayon de courbure faible, des vitesses élevées et où l'accélération centrifuge s'exprime. On parle alors dans ces cas, de régime **cyclostrophique**.

Comme pour **régime 4**, ce genre de régime est également susceptible d'apparaître dans les zones où le flot subit des cisaillements de vitesse importants faisant croître le terme non-linéaire d'advection.

Dans les couches limites de surface et de fond, le terme d'Ekman devient important, ce **régime type 6** est alors modifié et on retrouve le **régime 7** qui décrit un équilibre entre gradient de pression/advection/termes visqueux.

Les différents régimes dynamiques possibles maintenant présentés, nous allons tenter de caractériser la région. Une carte détaillant la région et sa côte est présentée sur la figure 4.4 afin d'aider à la localisation des différents sites.

4.1.2 "Cartographie" des régimes dynamiques en Mer d'Iroise

L'observation des cartes (Figs. 4.2 et 4.3) de nombre de Rossby et d'Ekman indique que la région dite "**littorale**", peu profonde, a un comportement dynamique assez différent de la région plus au large, dite "**offshore**". Pour ces raisons, nous détaillerons séparément ces deux régions, en particulier à l'aide des cartes de régimes dynamiques présentées (Fig. 4.5) et (Fig. 4.6).

En zone "**littorale**"

La zone "**littorale**" (présentée Fig. 4.4) affiche des circulations résiduelles de marée et un mélange vertical important. C'est donc une région caractérisée principalement par des nombres de Rossby et d'Ekman élevés (Fig. 4.2 et Fig. 4.3) avec des variations saisonnières très faibles. La circulation résiduelle est principalement gouvernée par la marée et ne présente pas de variabilité aux échelles saisonnières décrites. Par ailleurs la dynamique est largement barotrope et il n'y a pas de modifications de régime selon la verticale.

L'analyse des termes de tendance nous a permis de mettre en relief quatre régions aux comportements distincts dans cette zone "**littorale**".

1. autour des îles de Ouessant et de Sein, I.
2. entre l'île de Sein et l'archipel de Ouessant, à l'ouest de la Presqu'île de Crozon, II.

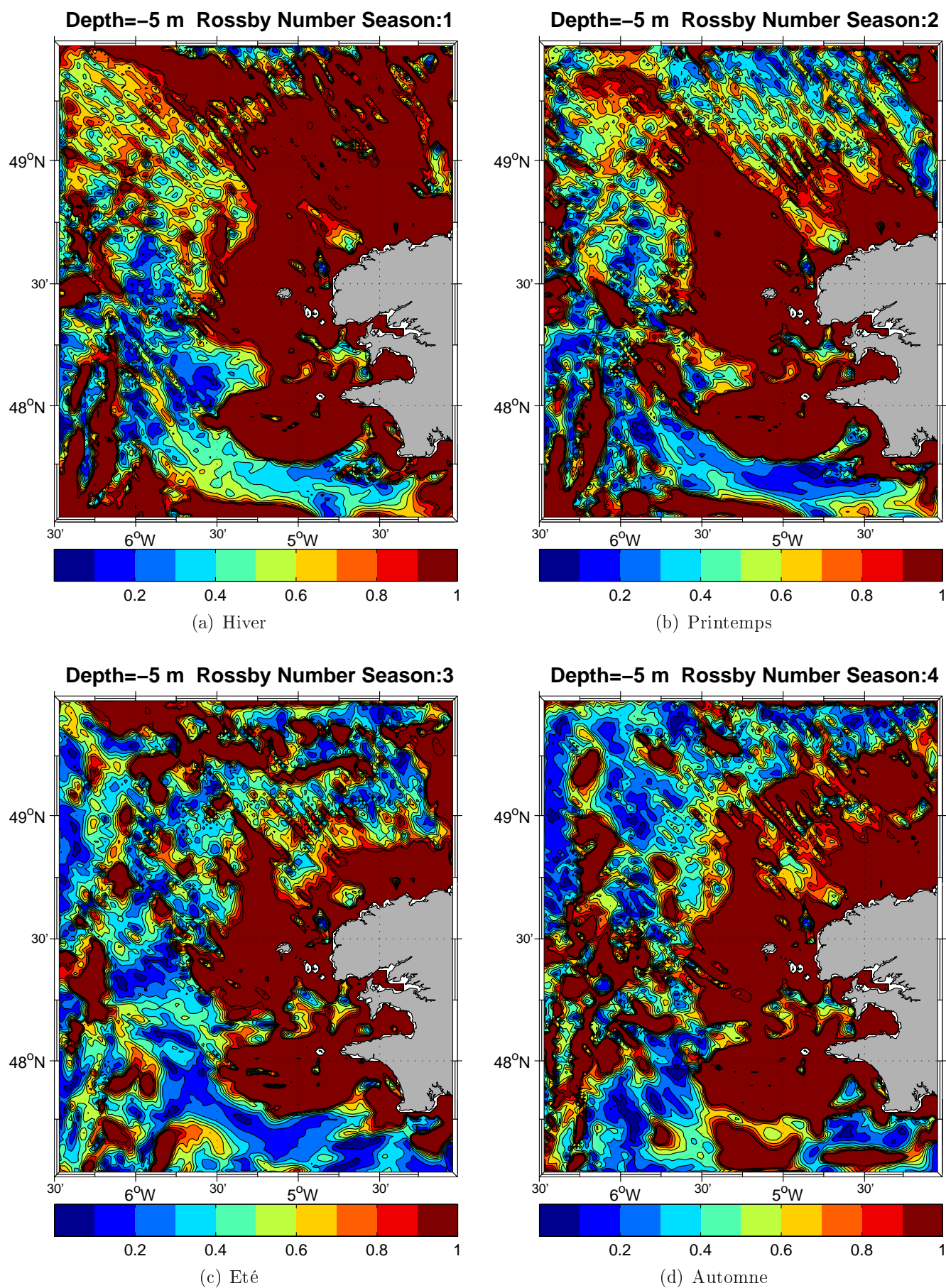


FIG. 4.2 – Carte de nombre de Rossby, à 5 m, selon les différentes saisons

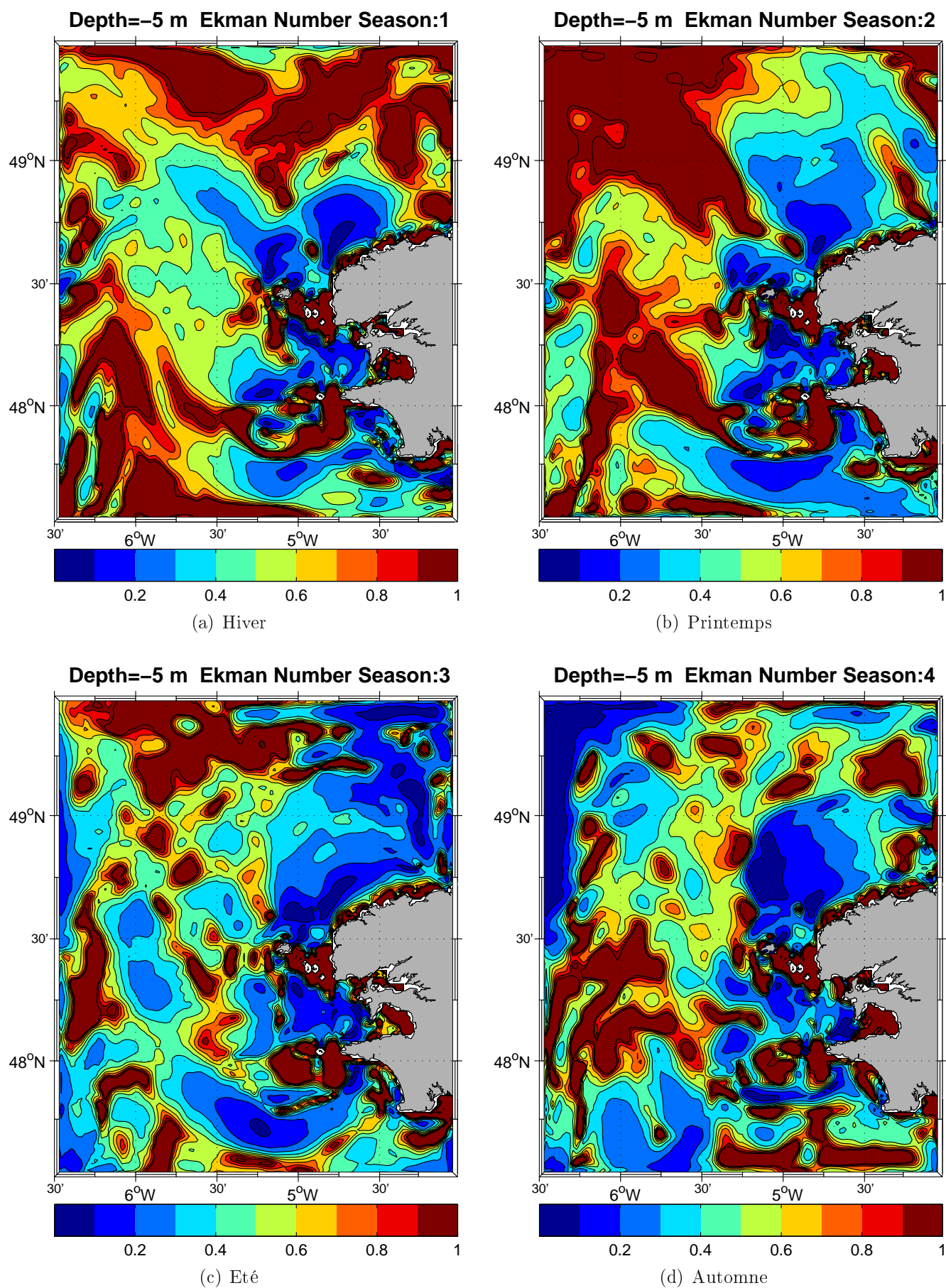


FIG. 4.3 – Carte de nombre d'Ekman, à -5 m, selon les différentes saisons

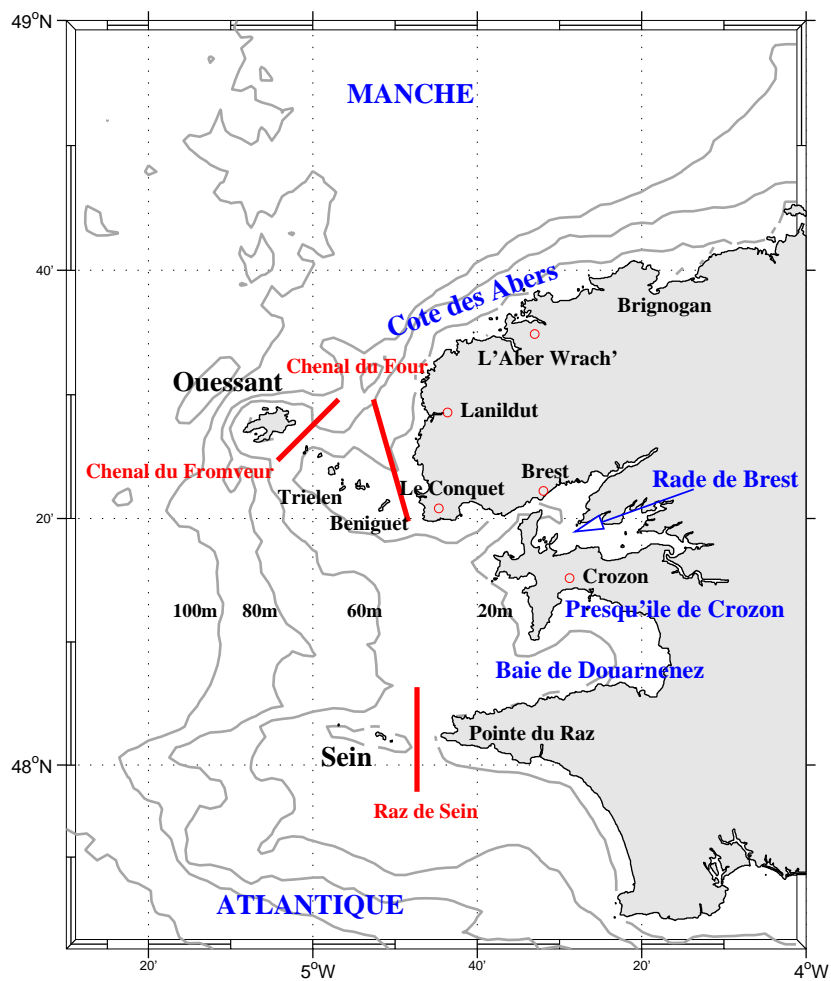
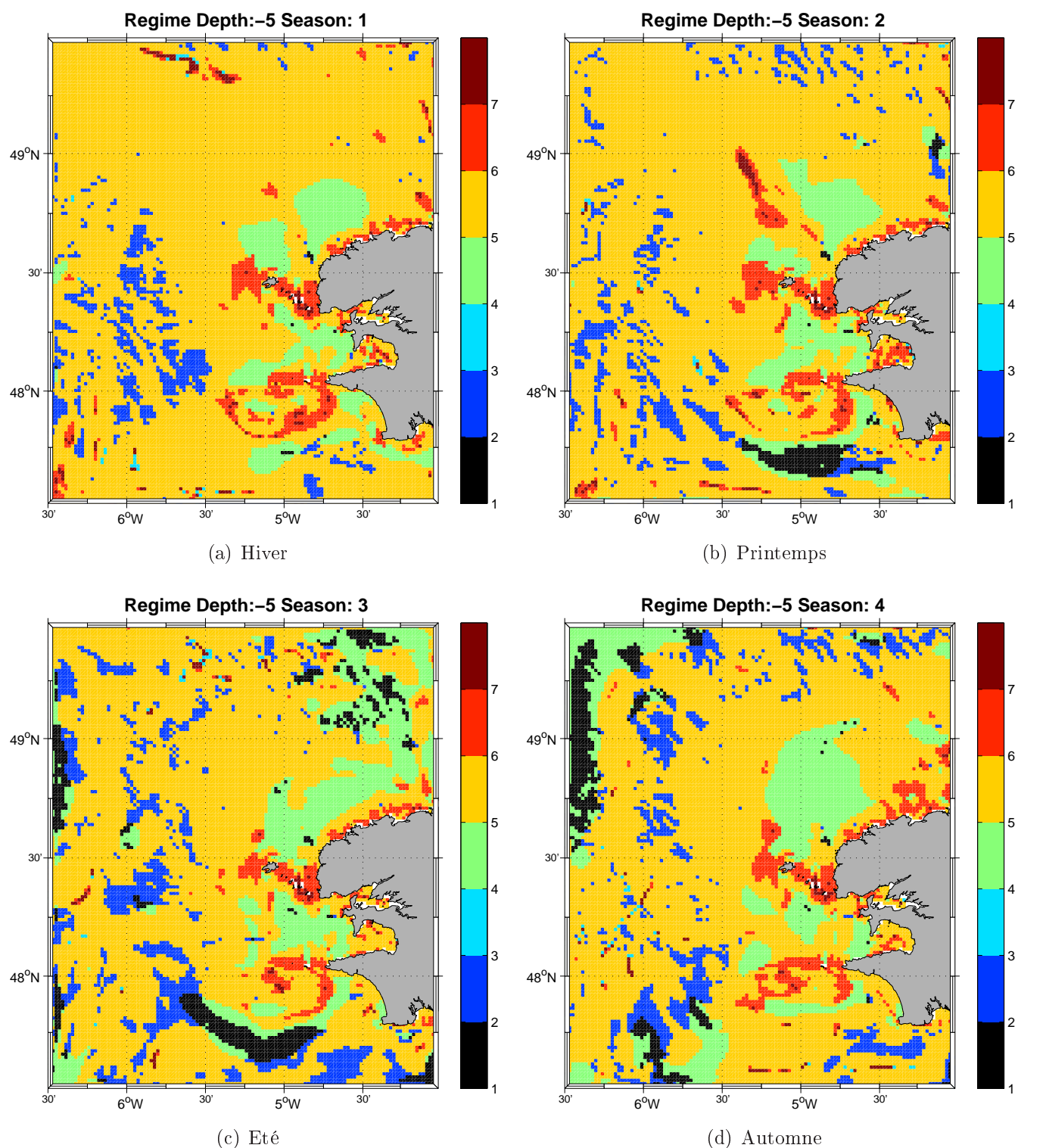


FIG. 4.4 – Carte de la région littorale

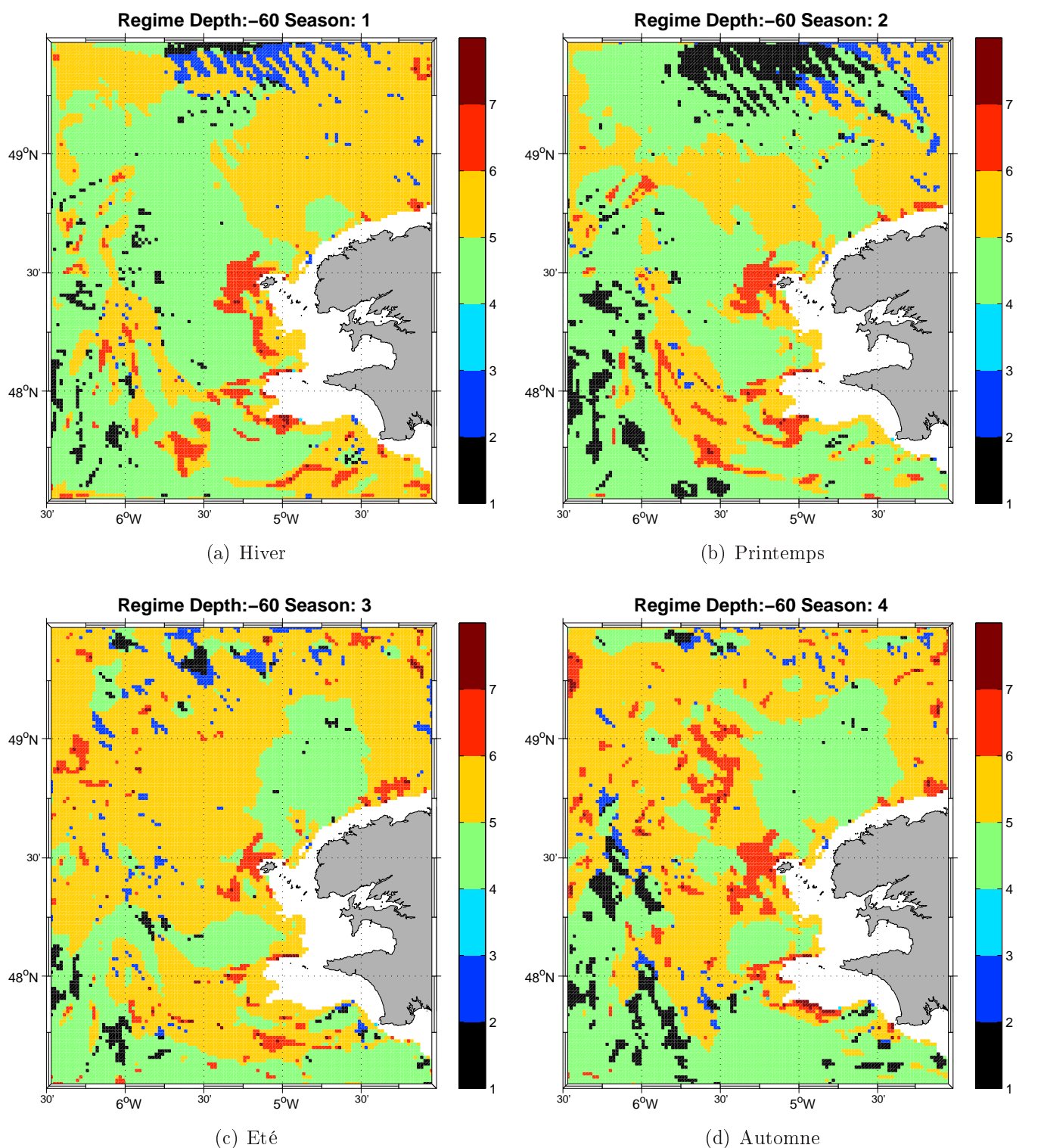


Equilibre principaux :

- 1 : Géostrophie
- 2 : Géostrophie + Friction
- 3 : Friction + Gradient de pression
- 4 : Gradient de pression + Coriolis + Termes d'advection

- 5 : "Equilibre à 4 termes" Gradient de pression + Coriolis + Termes d'advection + Friction
- 6 : Termes d'advection + gradient de pression
- 7 : Termes d'advection + gradient de pression + Friction

FIG. 4.5 – Caractérisation des régimes dynamiques principaux en Mer d'Iroise, au cours de l'année, à -5 mètres. Le régime 3, bien que très peu représenté, est néanmoins susceptible d'apparaître dans les couches de surface.



Equilibres principaux :

1 : Géostrophie

2 : Géostrophie + Friction

3 : Friction + Gradient de pression

4 : Gradient de pression + Coriolis +
Termes d'advection

5 : "Equilibre à 4 termes" Gradient de pression
+ Coriolis + Termes d'advection + Friction

6 : Termes d'advection + gradient de pression

7 : Termes d'advection + gradient de pression
+ Friction

FIG. 4.6 – Caractérisation des régimes dynamiques principaux en Mer d'Irlande, au cours de l'année, à -60 mètres.

3. au nord-est de Ouessant, en face de la côtes des Abers, III.
4. la région qui longe *la côte des Abers*, IV.

La région autour des îles (Sein et Ouessant) affiche des courants résiduels importants. Dans cette région, l'équilibre principal s'opère entre le terme d'advection et le gradient de pression. Autour des îles, la circulation moyenne est anticyclonique avec des vitesses de plusieurs dizaines de cm.s^{-1} et un rayon de courbure très faible (de l'ordre de 15-20 km).

Dans le repère de Frenet, l'amplitude γ de la force centrifuge est tel que $\gamma = \frac{V^2}{R}$, (V étant la vitesse tangentielle et R le rayon de courbure de la trajectoire).

Flots rapides et faibles rayons de courbure induisent ainsi une force centrifuge très importante. Dans ces régions, autour des îles, le terme d'advection non-linéaire devient important car la force centrifuge s'intensifie. La force de Coriolis est alors négligeable face à ce terme (on observe des nombres de Rossby importants) et seules les forces visqueuses et de pression peuvent "équilibrer" cette force centrifuge représentée par les termes advectifs $\vec{u} \cdot \nabla \vec{u}$.

L'équilibre dynamique obtenu s'opère alors entre le terme de gradient de pression, le terme advectif et/ou le terme visqueux, on est alors dans le **régime de type 6 ou 7**. Les régimes de type 6 et 7 décrivent en fait **des régimes cyclostrophique**. Ces équilibres sont nettement visibles en rouge sur les figures (Fig. 4.5 et Fig. 4.6).

La région comprise entre les deux archipels d'îles de la Mer d'Iroise présente des nombres de Rossby beaucoup plus faibles, mais encore élevés. Dans cette zone les courants sont néanmoins plus faibles, de plus l'écoulement plus rectiligne et l'importance des termes non-linéaires advectifs est réduite. D'après la figure 4.5, on se trouve entre **les régimes 4 et 5**, la friction intervenant plus ou moins. En surface, on est nettement dans le **régime "mixte"**, **5** faisant intervenir tous les termes.

Dans la région située au Nord-Est de Ouessant, on observe un **régime de type 4**. Les courants résiduels sont intenses et on note une circulation cyclonique avec des courants résiduels de l'ordre de 4 cm.s^{-1} . Le rayon de courbure y est faible et le terme $\frac{u\theta}{R}$ est alors la composante principale des termes d'advection $\vec{u} \cdot \nabla \vec{u}$ et ce régime **type 4** peut être qualifié de **cyclogéostrophique**.

La quatrième et dernière zone caractéristique est rencontrée le long de la côte nord-ouest finistérienne, le long de l'Aber Wrac'h et de l'Aber Benoît. Le régime dynamique y est **de type 6**, cependant à la différence des zones situées autour des îles, l'écoulement est rectiligne (rayon de courbure important). On n'est donc pas dans un régime cyclostrophique ou cyclogéostrophique et les termes d'advection non-linéaires sont importants à cause des cisaillements de vitesse rencontrés et notamment le **cisaillement azimutal de vitesse azimutal** : $\frac{u\theta}{r} \frac{\partial u\theta}{\partial \theta}$. Dans cette région, on est ainsi en présence d'un écoulement cisailé dans la direction **"along flow"** ("upstream" ou "downstream flow").

Dans toutes ces régions peu profondes, les termes visqueux sont généralement plus faibles que les autres termes (advection, pression et coriolis), **d'un ordre de grandeur**. On y relève ainsi des nombres d'Ekman de l'ordre de 0.1 – 0.2. Néanmoins, dans les détroits (Raz de Sein, Chenal du Four) et à proximité immédiate des îles, ces termes peuvent prendre localement de l'importance, l'équilibre cyclostrophique est alors localement modifié par le terme visqueux (**régime 7**).

Au large, régions "offshore"

Comme présenté précédemment, il s'agit des régions présentant une profondeur de plus de 80 – 100 m où les courants résiduels sont faibles et dans lesquelles une thermocline se développe au printemps et en été. Par rapport aux régions "littorales", les équilibres sont assez différents, ils présentent une variabilité saisonnière et leur structure est barocline. Dans cette section, nous détaillerons les équilibres dynamiques rencontrés selon les différentes saisons et à différentes profondeurs (–5m et –60 m), (Fig. 4.5) et (Fig. 4.6)).

En surface, quelle que soit la saison, la région "offshore" est principalement dominée par **le régime "mixte", de type 5**, régime dans lequel tous les termes agissent. Par rapport à la région "littorale", la circulation résiduelle est beaucoup moins intense. L'écoulement présente également des échelles de longueur nettement plus grandes. Dans ces conditions, le nombre de Rossby, en $\frac{U}{fL}$ (avec U l'échelle de vitesse caractéristique, f le paramètre de Coriolis et L l'échelle de longueur caractéristique), est beaucoup faible mais reste non négligeable, les termes d'advection et de Coriolis intervenant tout de même dans l'équilibre.

Plus en profondeur, les régimes principaux sont **le régime "mixte", 5** comme en surface ainsi que le **le régime 4**. La différence entre ces deux régimes est l'importance relative du terme visqueux, plus important en surface qu'en profondeur.

Par ailleurs, outre ces caractéristiques indépendantes de la saison, des variations saisonnières sont également présentes et sont liées au développement du front de densité.

En effet, dès le printemps, le front de densité commence à s'établir. Un équilibre tend alors à s'établir entre force de Coriolis et force de pression et la dynamique s'établit dans un régime **géostrophique + Ekman** ou **géostrophique strict**. Au printemps, ceci n'est pas très marqué, hormis dans le sud de l'île de Sein où on note l'apparition d'une zone en équilibre géostrophique strict par la suite nommée "langue" géostrophique (en noir sur la figure Fig. 4.1, c)

En été, en surface, le front de densité est pleinement développé, l'inclinaison des isopycnes et le gradient de pression barocline est alors maximal. C'est pour cette raison que la langue géostrophique, située uniquement dans le sud de l'île de Sein au printemps, est

alors plus développée et s'est intensifiée en remontant vers le Nord du domaine en été (Fig. 4.5, c). Au nord de $48^{\circ} 30'$, le front est moins stable qu'au sud et induit une inclinaison moyenne des isopycnes plus faible. Par conséquent, le gradient de pression barocline et la force de Coriolis induite sont également plus faibles. Ces deux termes ne dominent alors pas clairement les termes d'advection non-linéaire et le régime géostrophique apparaît moins nettement que dans le Sud du domaine.

A l'automne, en surface, par rapport à l'été, la "langue" géostrophique s'étendant de l'Ouest du domaine au Sud de Sein se désagrège car le front thermique disparaît.

4.1.3 Synthèse

Les analyses conduites précédemment nous ont permis de caractériser la Mer d'Iroise du point de vue dynamique. **La région littorale et la région plus large, "offshore"** sont les deux grandes catégories.

La région "offshore" se sous-divise elle-même en deux sous-zones aux comportements distincts : la zone **Sud**, *LS*, (à l'Ouest de $5^{\circ} W 30'$ et au sud de $48^{\circ} N 30'$) et la région **Nord**, *LN*. Au cours de l'année, la sous-zone *LN* affiche globalement un régime de type **"mixte"** en surface et de type **4** sous la thermocline. Dans la sous-zone *LS*, au cours de l'année, c'est le régime **"mixte"** qui est également rencontré majoritairement, néanmoins au **printemps** et surtout **en été**, une partie importante de cette zone *LS* est en **équilibre géostrophique**. Cette zone en équilibre géostrophique en été se situe au sud et à l'ouest de l'île de Sein et on parlera alors de **langue géostrophique**. A la latitude de l'île de Sein, le front est particulièrement stable et intense, c'est pour cette raison que le régime géostrophique est si marqué au niveau de la remontée des isopycnes. Nous reviendrons sur ces aspects de stabilité de position du front dans le chapitre suivant concernant **la variabilité du front**.

Près des côtes, **en région dite "littorale"**, les régimes dynamiques sont différents en raison des faibles profondeurs et de la circulation moyenne barotrope, plus intense, principalement liée à la marée (cf Chapitre III). Cette région peut être "divisée" en **quatre sous-zones littorales**, présentée sur la figure (Fig. 4.7).

Zone I La première se situe autour des îles, dans les zones les moins profondes et avec les courants les plus violents. On y trouve un **équilibre cyclostrophique** exprimant équilibre entre force centrifuge et gradient de pression autour des îles et force de pression.

Zone II La seconde zone se situe entre les deux archipels (Sein et d'Ouessant). L'écoulement est plus lent avec un rayon de courbure plus important. La force centrifuge y est nettement moins importante, on retrouve un **régime de type 5, "mixte"**.

Toutefois, localement les termes d'advection prennent de l'importance induisant un **régime de type 4**.

Zone III Cette troisième zone se situe au nord-est de l'île d'Ouessant. Dans cette zone, la circulation y est cyclonique avec des courants assez intenses et le régime dynamique est la **cyclogéostrophie**.

Zone IV La quatrième zone se situe le long de la *côte des Abers*, et le **le régime dynamique y est de type 6**. Cependant, à la différence des zones situées autour des îles, ce n'est pas la composante "centrifuge" (le rayon de courbure n'est pas particulièrement faible dans cette zone) qui donne de l'importance aux termes advectifs, mais plutôt **les autres termes de cisaillement, notamment le cisaillement radial azimutal de vitesse azimutale**, $u_r \frac{\partial u_\theta}{\partial r}$ et $\frac{u_\theta}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta}$.

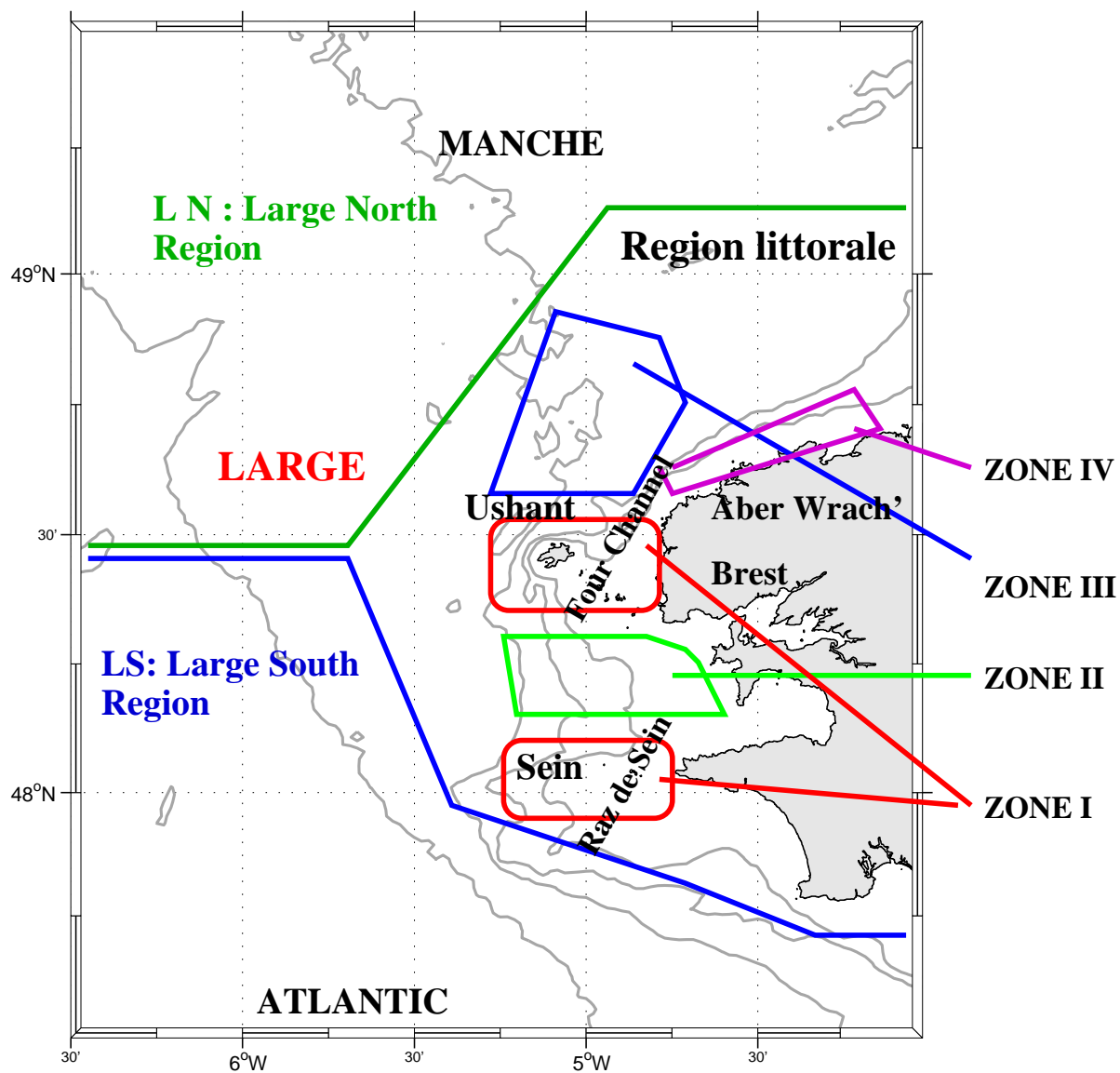


FIG. 4.7 – Carte détaillant les sous-régions **LARGE** et **LITTORALE**. La region *LARGE* est divisée en sous-zones, au Nord *LN* et au Sud *LS*. La zone littorale est divisée en quatre sous-zones également, zone I, zone II, zone III et IV

4.2 Analyse du bilan de chaleur

L'analyse du bilan de chaleur est menée dans le but de comparer les flux de chaleur advectifs aux flux de chaleur verticaux de l'interface air-mer. En effet, bien que la région subisse des forçages puissants à l'interface air-mer (échange de quantité de mouvement, flux ...) et au fond (production d'énergie cinétique turbulente par friction sur le fond), c'est également une région où la circulation résiduelle peut être intense et où les transports **advectifs** de chaleur sont susceptibles d'être significatifs.

Les études précédentes sur la Mer d'Iroise (Mariette et Le Cann, 1985; Mariette, 1983) ne prenaient pas en compte l'advection de chaleur dans leur modèle. **Nous allons donc voir comment ces transports advectifs, latéraux, induits par la circulation résiduelle, contribuent au bilan de chaleur total et en quoi ils peuvent être significatifs dans la région.**

Pour ces analyses, nous avons décomposé le budget de chaleur intégré sur la verticale, en ses 3 composantes : le stockage de chaleur ($\partial_t T$), le flux de chaleur net air-mer en surface ($Q_{net}/(h \cdot \rho \cdot C_p)$) et la divergence horizontale du flux de chaleur ($-\nabla \cdot \vec{u}T$). Cette décomposition a été effectuée à l'aide des termes de tendances "online" de l'équation de température présentée en Eq. (4.3) et dont le calcul "online" permet de fermer exactement le bilan de chaleur.

$$\begin{aligned} \partial_t T + \nabla \cdot (\vec{u}T) &= F^T + D^T \\ &= K_h^T \Delta T + \partial_z (K_v^T \partial_z T) + \frac{1}{\rho_0 C_p} \partial_z (Q_{net}(z)) \end{aligned} \quad (4.3)$$

- $\partial_t \vec{T}$: la tendance temporelle (*rate*)
- $\nabla \cdot (\vec{u}T)$: le terme d'advection (*adv*)
- $\partial_z (K_v^T \partial_z T)$: le terme de mélange vertical (*vmix*)
- $K_h^T \Delta \vec{T}$: le terme de mélange latéral (*hmix*)
- $\partial_z \left(\frac{Q_{net}(z)}{\rho_0 C_p} \right)$: le terme de forçage par le flux solaire radiatif est dépendant de z. Il induit une dépendance selon la verticale des flux de chaleur net, regroupant flux de chaleur radiative solaire, latente, sensible et infrarouge. Il est noté (*body*) et il est traité séparément du terme de mélange vertical car il agit comme une "body-force" sur la colonne d'eau.

La figure (Fig. 4.9) présente les différents termes de tendance, selon la verticale. Les flux solaires s'atténuent selon une loi de type exponentiel le long de la colonne d'eau (courbe noire). La somme des flux radiatifs (body) et turbulents (vmix) équilibre globalement les flux advectifs, les différences entre ces flux donnent alors le terme de tendance

temporelle, où stockage de chaleur, $\partial_t \vec{T}$.

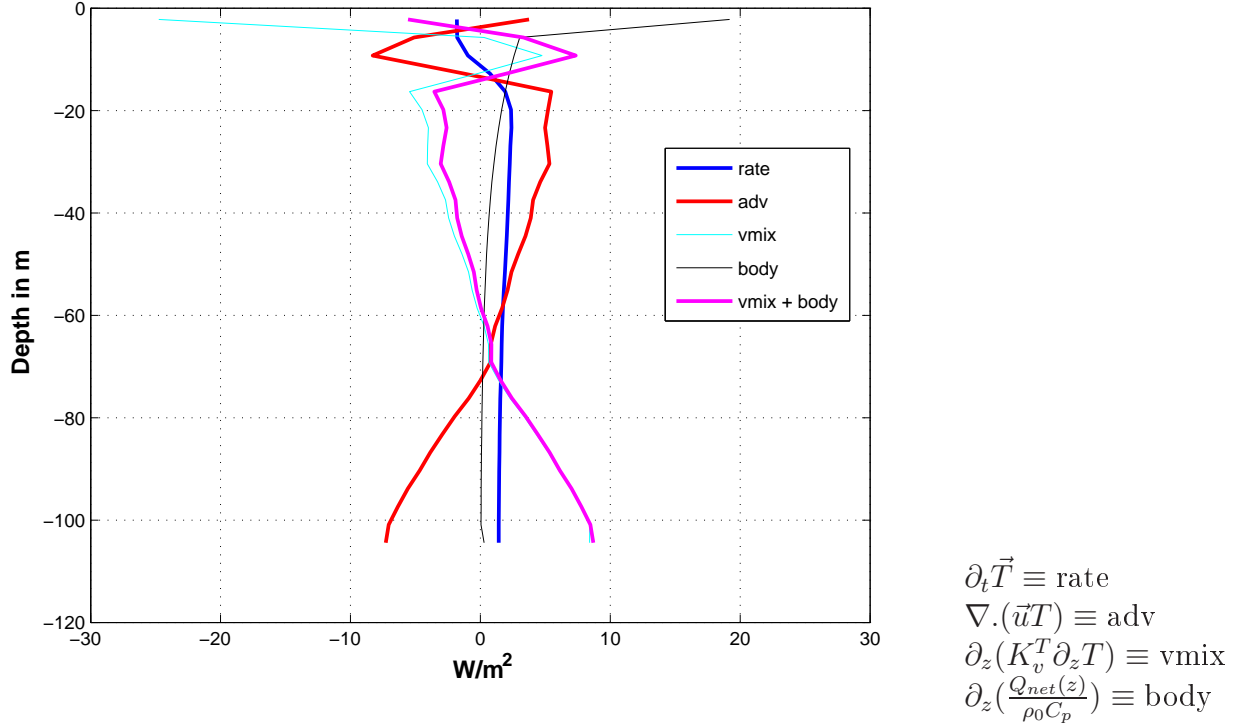


FIG. 4.8 – Décomposition selon la verticale, à un point de maille situé au milieu du domaine, à un instant donné, des différents termes de tendance de l'équation de température diagnostiqués. Le mélange vertical est maximal dans les couches supérieures de l'océan correspondant à la couche d'Ekman, comprise dans les 20 premiers mètres.

A partir de ces diagnostics, nous avons analysé le contenu thermique en Mer d'Iroise. Dans un premier temps, nous avons analysé le bilan de chaleur à l'aide de moyennes saisonnières, section 4.2.1. Nous avons utilisé ensuite les sorties à deux jours pour une analyse à plus haute fréquence temporelle, section 4.2.2.

D'abord nous présenterons une analyse du budget de chaleur intégré sur le volume du domaine permettant une vision synthétique puis nous avons appliqué ces analyses en différentes stations du domaine, de manière à différencier les comportements du bilan de chaleur de part et d'autre du front.

4.2.1 Les analyses saisonnières

La figure (Fig. 4.9) présente des cartes, en moyenne saisonnière, des différents termes de l'équation de chaleur, après intégration sur la verticale. Elles permettent de caractériser la zone du point de vue thermique en décomposant le bilan de chaleur, **moyenné sur la verticale**, en ses trois composantes, exprimée en W.m^{-2} , avec $\partial_t \vec{T} \equiv \frac{1}{h} \int \partial_t T . dz$ et

$$\overline{\nabla(\vec{u}T)} \equiv \frac{1}{h} \int \nabla(\vec{u}.T).dz$$

- le **stockage de chaleur** : $h.\rho.C_p.\partial_t\bar{T}$
- la **divergence du flux de chaleur advectif** : $-h.\rho.C_p.\overline{\nabla(\vec{u}T)}$
- le **flux de chaleur air-mer net en surface** : Q_{net} en surface calculé à partir de l'intégration verticale des termes de tendance *body* et *vmix*.

En hiver, les flux de surface air-mer³ sont homogènes sur la zone avec des valeurs négatives comprises entre -50 et -100 W.m^{-2} qui induisent un refroidissement de l'océan. Les flux advectifs de chaleur sont faibles dans la zone, avec des valeurs comprises entre -50 et $+50 \text{ W.m}^{-2}$. Le refroidissement net de l'océan durant la saison hivernale est assez élevé, avec des valeurs comprises entre -50 et -100 W.m^{-2} . Le refroidissement net est principalement induit par les flux de surface et il semble localement être accéléré par les flux advectifs.

Au printemps, dans les régions situées au large, la mer d'Iroise se réchauffe rapidement avec des flux air-mer de l'ordre de $200/250 \text{ W.m}^{-2}$. Dans ces zones au large, les flux de chaleur advectifs sont également positifs, de l'ordre de $+50 \text{ W.m}^{-2}$ et contribuent également à réchauffer la colonne d'eau.

Plus près des côtes, les flux advectifs sont par contre nettement négatifs, de l'ordre de -150 W.m^{-2} . Près des côtes, malgré des flux de surface de 200 W.m^{-2} , seuls 50 W.m^{-2} sont utilisés pour chauffer la colonne d'eau et la circulation via les transports advectifs, limite très fortement le réchauffement par les flux de surface.

En été, les flux air-mer ont une structure plus hétérogène qu'au printemps : au large on a des valeurs de $50 - 100 \text{ W.m}^{-2}$ alors que près des côtes, ces flux sont plutôt de $150 - 200 \text{ W.m}^{-2}$. L'origine de ce gradient "cross-frontal" en été peut être reliée au passage de la zone stratifiée à la zone homogène. En zones stratifiées, les pertes de chaleur via les flux latents sont plus importants à cause d'une SST plus élevée (Fig. 4.10, d), en période estivale). Le flux de chaleur net reçu par l'océan à sa surface est ainsi plus faible en région stratifiée qu'en zone peu profonde et homogène.

A cette saison, les flux advectifs sont également assez différents du printemps, avec des valeurs comprises entre 0 et -100 W.m^{-2} pour les régions au-delà de l'isobathe 100 mètres et atteignant jusqu'à -200 W.m^{-2} plus près des côtes. Dans certaines régions spécifiques, autour des îles de Sein et d'Ouessant, on atteint même des valeurs de -250 W.m^{-2} .

Globalement le système gagne de la chaleur, entre 0 et $+100 \text{ W.m}^{-2}$, sous l'effet des flux air-mer mais ce gain est plus faible qu'au printemps car les flux advectifs refroidissent la région à cette saison.

³flux air-mer par la suite

A l'automne, les flux de chaleur air-mer redeviennent négatifs (entre -50 et -100 W.m^{-2}) entraînant la déstratification de l'ensemble de la zone. Les processus qui entraînent la baisse des flux de surface sont doubles : d'abord, le flux solaire diminue et les flux latents négatifs s'intensifient sous l'effet des coups de vents qui augmentent l'évaporation (Fig. 4.10, période automnale).

A cette saison, les flux advectifs sont faibles, compris entre 0 et -50 W.m^{-2} près des côtes et dans le nord du domaine, en Manche et entre 0 et $+50 \text{ W.m}^{-2}$ plus au large notamment dans le nord-ouest du domaine.

A l'automne, de manière générale, le domaine se refroidit, au nord et près des côtes, ce refroidissement est accéléré par la contribution des flux advectifs. Plus au large, en revanche les flux advectifs freinent ce refroidissement.

Eléments de synthèse

Au printemps et en été, le flux net de chaleur est positif et le domaine gagne de la chaleur principalement par les flux air-mer de surface.

Au printemps, au large, le chauffage par ces flux air-mer est accompagné d'un chauffage lié à la circulation via les flux advectifs au large. En zone peu profonde, les flux advectifs sont par contre très négatifs, 150 W.m^{-2} et freinent largement le réchauffement par les flux de surface.

En été, le comportement est différent, le gain de chaleur par les flux de surface est freiné, que ce soit au large ou près des côtes par des flux advectifs de chaleur négatifs, compris entre 0 et -100 W.m^{-2}

A l'automne et en hiver, les flux air-mer sont négatifs et le flux de chaleur net est globalement négatif sur le domaine.

En hiver, au large, le refroidissement par ces flux de surface est accompagné d'un refroidissement par la circulation. Plus près des côtes, par contre, la circulation amène de la chaleur et limite le refroidissement de la colonne d'eau. (on retrouve des flux de chaleur advectifs de 100 W.m^{-2} près des îles de Ouessant et de Sein).

A l'automne, au large la circulation a plutôt tendance à réchauffer le domaine, en s'opposant au flux air-mer négatifs. Par contre en zone littorale et dans le nord-est du domaine, la circulation refroidit nettement la zone, à un taux compris entre 50 et 100 W.m^{-2} .

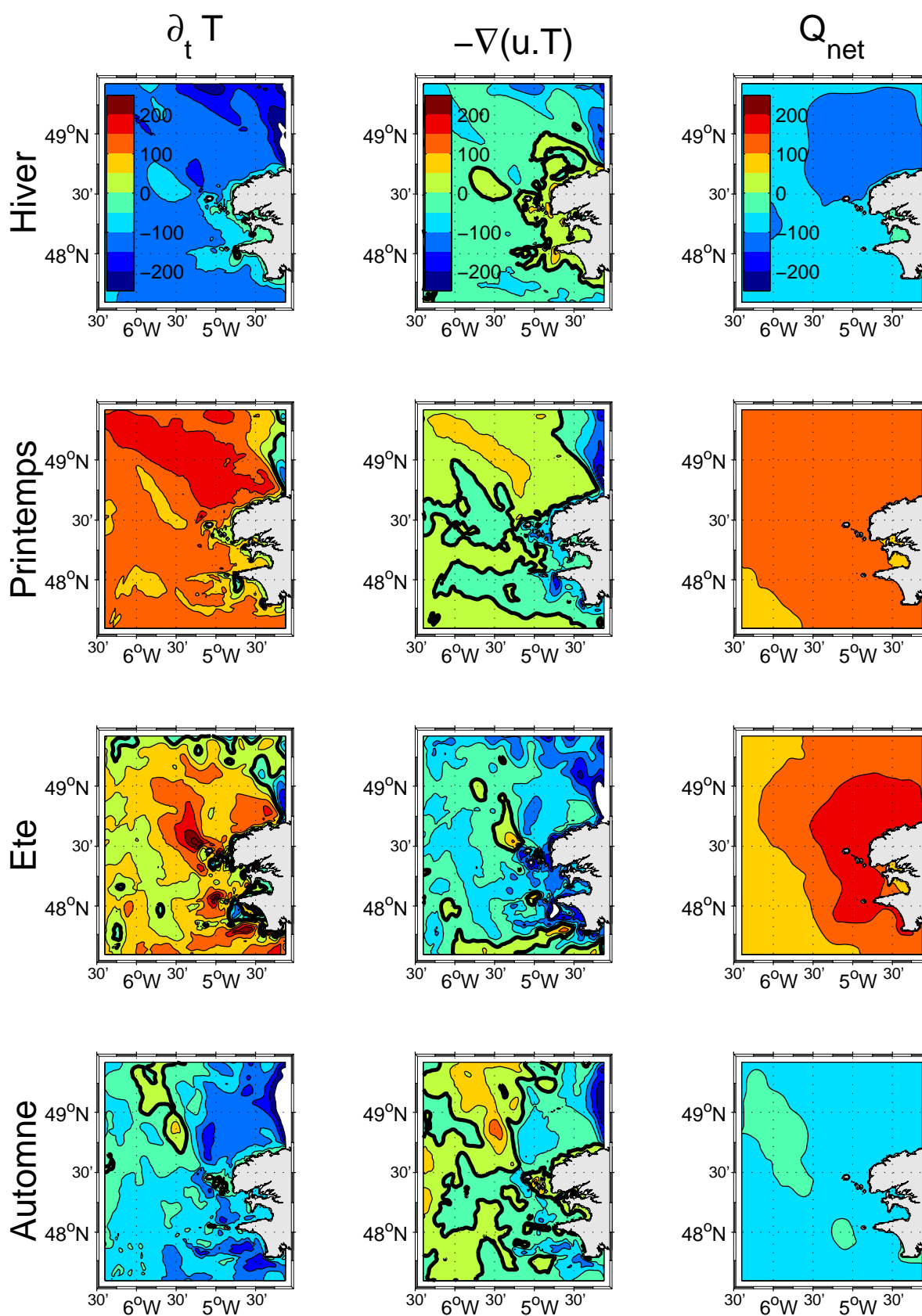


FIG. 4.9 – Moyennes saisonnières des 3 composantes, en W.m^{-2} , du budget de chaleurs, intégrée sur la verticale, en W.m^{-2} . Colonne de gauche : le stockage moyennée sur la verticale (noté abusivement $\partial_t T$), $h\rho C_p \partial_t \bar{T} = h\rho C_p \int h^{-1} \partial_t T dz$. Colonne du milieu : le flux de chaleur advectif intégré sur la verticale $-h.\rho.C_p.\nabla(\bar{u}T).dz = -h.\rho.C_p.\int h^{-1} \nabla(\bar{u}T).dz$, (également noté abusivement $-\nabla.\bar{u}T$). Colonne de droite, le flux net à l'interface air-mer $Q_{net\ surface}$.

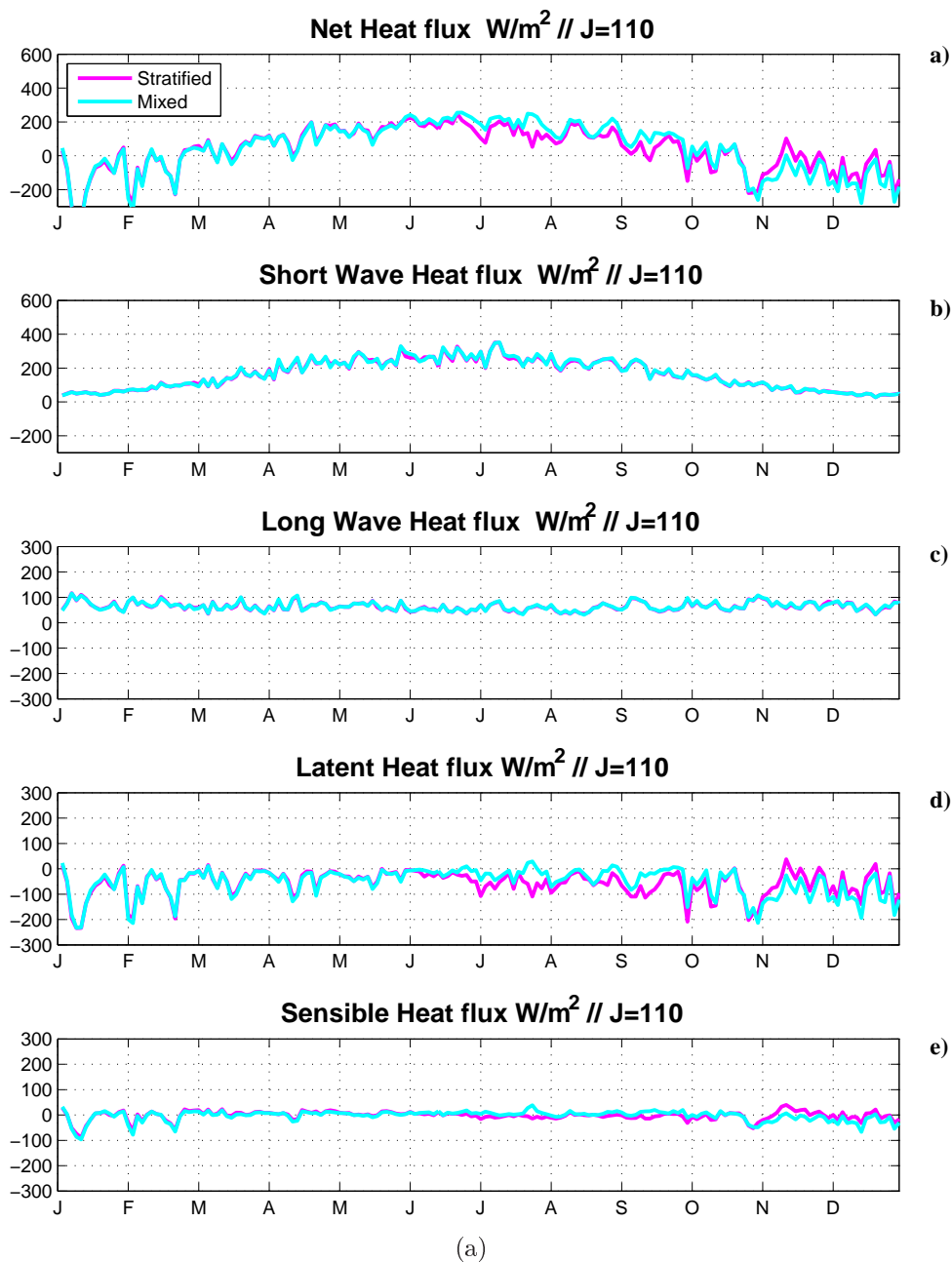


FIG. 4.10 – Latitude Ile d'Ouessant". Les différentes composantes du flux net sont représentées. En bleu, station en région homogène mélangée, en rose, station en région "stratifiée" plus au large.

4.2.2 Contenu thermique

Intégré sur le domaine

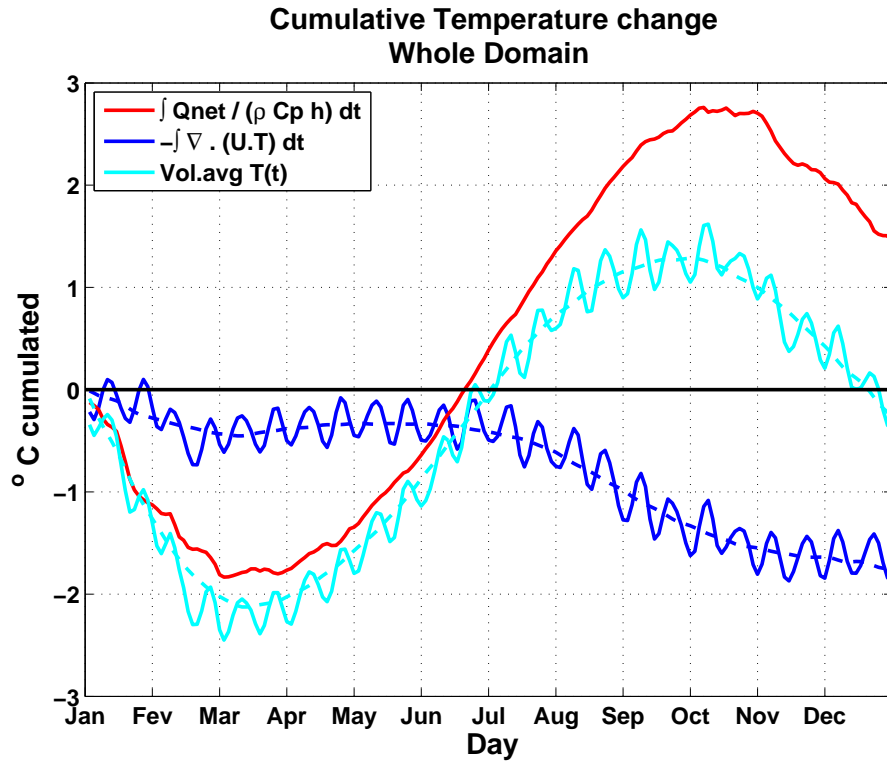
L'évolution de température liée aux flux air-mer présente principalement une **variabilité à l'échelle saisonnière**. Les changements de température liés aux transports par advection, c'est-à-dire par la circulation moyenne dans la zone, présentent en revanche une variabilité saisonnière faible, **la période de variabilité principale étant le cycle de marée mortes-eaux/vives-eaux, de période 14.7 jours**. Les modes de variabilité des flux air-mer de surface et des flux advectifs sont ainsi très différents et nous allons voir comment ces deux types de flux contribuent au bilan de chaleur dans la zone.

Le bilan de chaleur, intégré sur le volume du domaine est présenté sur les figures (Fig. 4.11). Ce bilan est exprimé en ($^{\circ}\text{C}$ cumulés), ainsi qu'en ($^{\circ}\text{C}/\text{jour}$) sur les figures (4.11, a) et (4.11, b) respectivement. En rouge, la composante du bilan de chaleurs, associée aux flux de chaleur à l'interface air-mer, en bleu, celle associée aux flux de chaleur advectifs et enfin en turquoise, la résultante, c'est à dire l'évolution nette de température.

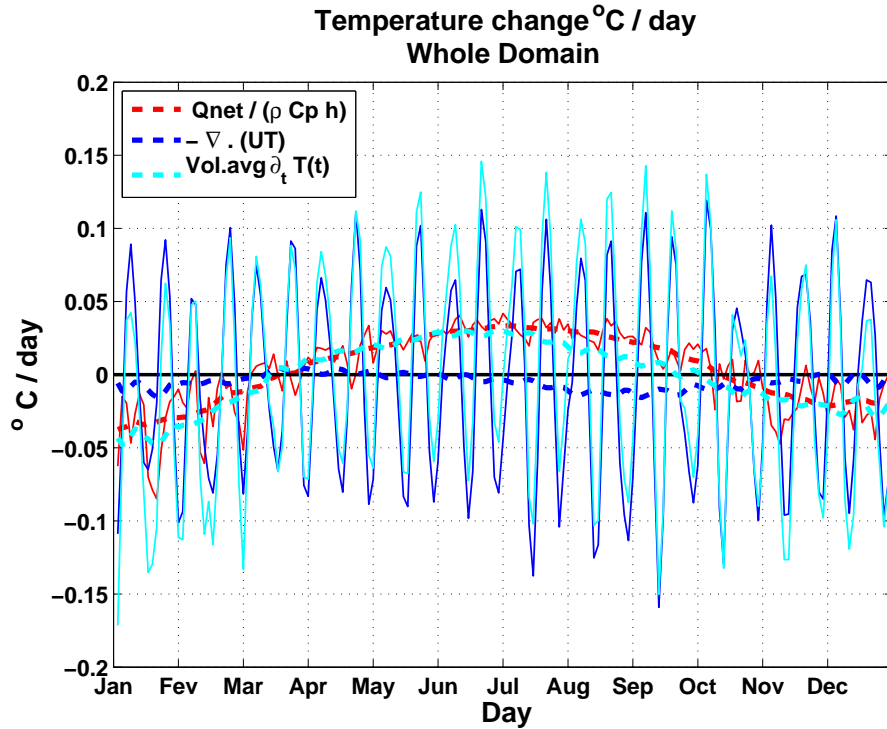
En hiver, de janvier à mars, les flux air-mer induisent un refroidissement rapide et brutale tel qu'à la fin de l'hiver, le système a perdu $\sim 2^{\circ}\text{C}$. Durant cette même période, les flux advectifs induisent pour leur part des variations de température beaucoup plus faibles, comprises entre 0°C et -0.5°C cumulés (Fig. 4.11, a) mais présentant une variabilité à 14.7 jours très marquée (Fig. 4.11, a et b). Cette variabilité est également visible sur les flux advectifs instantanés, en $^{\circ}\text{C}/\text{jour}$ (Fig. 4.11, b) : ils sont assez forts, compris entre -0.1 et $+0.1^{\circ}\text{C}/\text{jour}$, mais dont leur moyenne sur plusieurs cycle de marée est finalement faible.

Durant cette saison, le domaine est ainsi principalement refroidi par les flux de chaleur air-mer négatifs (eux principalement dus aux flux de chaleur latente et sensible négatifs). C'est durant cette période que ces flux de chaleur air-mer négatifs sont maximaux atteignant ainsi $\sim -0.05^{\circ}\text{C}/\text{jour}$ (Fig. 4.11, b).

A partir du mois de mars, les flux de surface sont positifs et induisent un réchauffement du domaine. Trois mois plus tard, au mois de juin, les pertes de chaleur du début de l'hiver ont complètement été regagnées. Durant ces trois mois, les flux de chaleur advectifs, en $^{\circ}\text{C}/\text{jour}$ (Fig. 4.11, b) sont en effet quasi-nuls et n'induisent qu'un léger changement net de température. La température cumulée varie ainsi durant cette période entre -0.2 et -0.5°C (Fig. 4.11, a). A la fin du printemps, la température moyenne du domaine est la même que celle enregistrée début janvier et ce sont les flux à l'interface air-mer qui ont principalement contribué à l'évolution de température dans le domaine.



(a) Intégrale sur le domaine, changement cumulé de température en ° C



(b) Intégrale sur le domaine, variation de température, en ° C/jour

FIG. 4.11 – a) Intégrale temporelle des différents termes de l'équation de température, moyennée sur la verticale et intégrée sur tout le domaine. Tous les termes sont exprimés ° C cumulé. En rouge : chauffage à l'interface air-mer, $\int_0^t \frac{1}{\rho C_p h} Q_{net} dt'$. En bleu : la divergence horizontale $-\int_0^t h^{-1} \int_{-h}^0 \nabla \cdot (\vec{u}T) dz dt'$. En turquoise (cyan) : le changement net de température $\int_0^t h^{-1} \int_{-h}^0 \partial_t T dz dt'$. b) Gain instantané exprimé en ° C / jour. En rouge : chauffage à l'interface air-mer, $(\rho C_p h)^{-1} Q_{net}$. En bleu : la divergence horizontale $-h^{-1} \int_{-h}^0 \nabla \cdot (\vec{u}T) dz$. En turquoise : le changement net de température $h^{-1} \int_{-h}^0 \partial_t T dz$

Au mois de juillet, les flux de surface sont toujours en train d'augmenter, mais les flux de chaleur advectifs deviennent négatifs et induisent un ralentissement du réchauffement total du domaine (et des processus de stratification). Au cours de l'été, entre juillet et fin septembre, le domaine perd ainsi entre 1 et 1.5° C par ces flux advectifs (Fig. 4.11, a). C'est début septembre que les flux advectifs négatifs sont maximaux, contribuant à refroidir le système à un taux de $-0.01^\circ \text{ C/jour}$ (Fig. 4.11, b).

A compter du mois d'octobre, les flux air-mer deviennent négatifs et la température du domaine diminue. La perte de chaleur est alors importante car les flux de chaleurs air-mer et advectifs sont négatifs et agissent de concert pour refroidir le domaine, celui-ci perd alors 0.8 ° C en l'espace de quelques jours (voir (Fig. 4.11, a, au mois de novembre). Durant la seconde moitié de l'automne (mi-novembre / fin-décembre), les flux advectifs sont plus faibles voire nuls, le refroidissement est alors moins intense et brutal et il est quasiment uniquement gouverné par les flux air-mer négatifs. A la fin décembre, le domaine a ainsi perdu 2 ° C (Fig. 4.11, a) par rapport au début du mois d'octobre et il est entièrement homogène.

De part et d'autre du front

Près de la côte, (station 5, Fig.(4.12, a)), les variations de température induites par les flux air-mer sont plus importantes qu'au large, (station 6, Fig.(4.12, c)).

En hiver, près de la côte, les flux air-mer négatifs maximaux, rencontrés en mars, sont de l'ordre de $-0.06^\circ \text{ C/jour}$. Au large, ils sont plus faibles, de l'ordre de $-0.03^\circ \text{ C/jour}$. Entre janvier et mi-mars, en zone peu profonde, les flux air-mer induisent une perte de $\sim -3^\circ \text{ C}$. Les flux advectifs sont quant à eux faiblement positifs et induisent un gain de l'ordre de $+0.5^\circ$ sur cette période janvier/mi-mars

Au large, les pertes induites par les flux de surfaces négatifs sont plus faibles, de l'ordre $\sim -1.8^\circ \text{ C}$. Par contre, les flux advectifs sont négatifs, et entraînent eux aussi une baisse de température de l'ordre de $\sim -1^\circ \text{ C}$ sur cette période janvier/mi-mars.

Entre avril et octobre, les flux à l'interface air-mer sont positifs partout (au large et en zone peu profonds) et sont maximaux fin-juin/début-juillet. En zones peu profondes, ils atteignent $+0.06^\circ \text{ C/jour}$ alors que plus au large, ces maxima sont de l'ordre $+0.02^\circ \text{ C/jour}$. Au mois d'octobre, l'élévation de température par les flux air-mer (par rapport au mois de janvier) est de $\sim +1.8^\circ \text{ C}$ au large. Plus près de la côte, ce gain est nettement plus important, de $+6^\circ \text{ C}$ par rapport à janvier, ceci en raison du gradient côte-large de flux de surface observé sur la figure (Fig. 4.9)

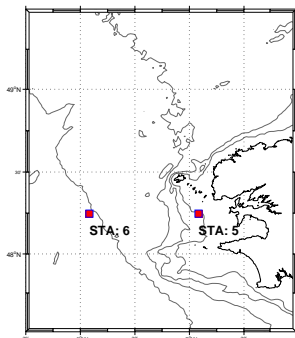
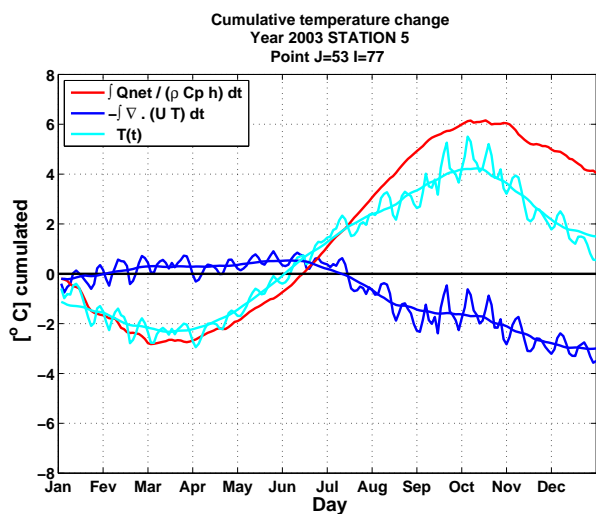
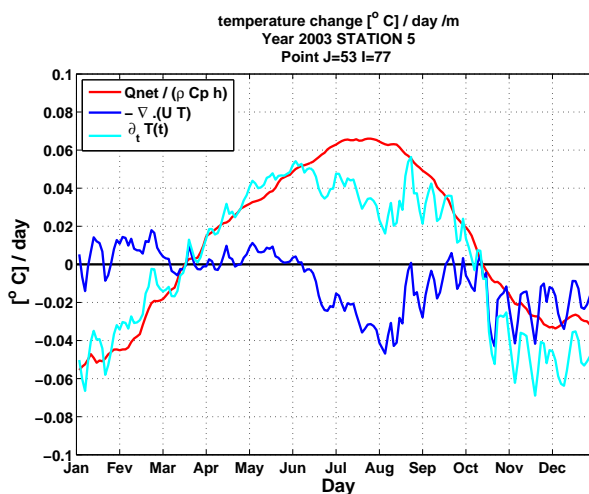


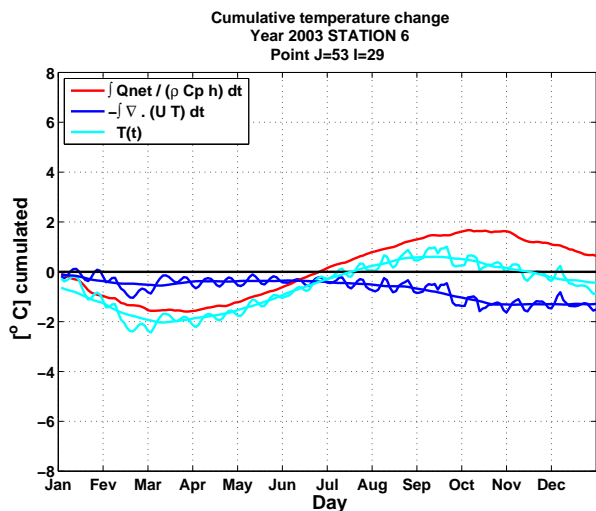
FIG. 4.12 – Comme la figure (4.11, a et b), intégrale temporelle des différents termes de l'équation de température, moyennée sur la verticale, en deux points du domaine, l'un en zone stratifiée durant la période d'existence du front (STA 6) et l'autre en zone mélangée, plus près de la côte (STA5)



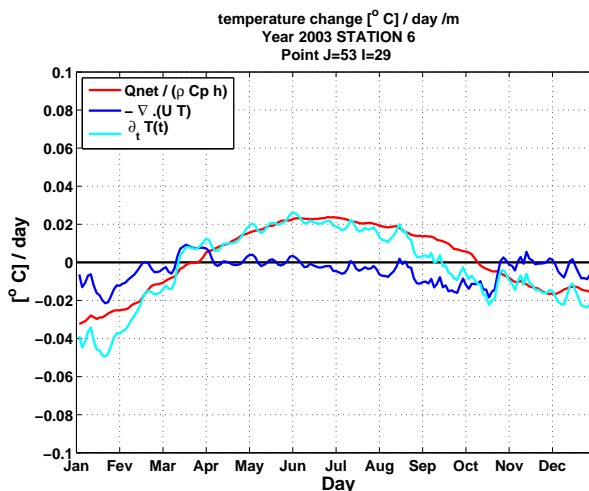
(a) Station 5



(b) Station 5



(c) Station 6



(d) Station 6

Durant cette période, entre avril et juillet, les flux advectifs se comportent différemment. Près de la côte, ils sont positifs et tendent donc à limiter le refroidissement de la colonne d'eau par les flux air-mer. Au large, ils sont nuls et le bilan de chaleur est gouverné par les flux air-mer de surface.

Entre juillet et octobre, le comportement est assez différent, en zone peu profonde, les flux advectifs deviennent négatifs, ils limitent alors le chauffage de la colonne d'eau avec des flux compris entre -0.02 et $-0.04^\circ \text{C/jour}$. Au large, on constate la même chose avec des flux advectifs négatifs toutefois nettement plus faibles, compris entre 0 et $-0.02^\circ \text{C/jour}$.

A partir d'octobre, les flux air-mer de surface deviennent négatifs. Ceci est dû à la baisse des flux solaires et à l'augmentation des flux négatifs de chaleurs latente et sensible. Des lors la colonne d'eau est refroidie par la surface. En zone peu profondes, les flux advectifs sont négatifs et contribuent à accélérer le refroidissement de la colonne. Plus au large, par contre, ils sont quasi-nuls et ce sont les flux air-mer qui gouvernent le bilan de chaleur.

Eléments de synthèse

L'étude intégrale sur le domaine révèle que ce sont les flux air-mer qui gouvernent principalement l'évolution de température en Mer d'Iroise. Néanmoins, au cours de l'année, les flux advectifs modulent ces flux air-mer, avec un mode de variabilité à 15 jours très marqué, lié au cycle mortes-eaux/vives-eaux.

Selon que l'on est au large ou près de la côte, les différentes composantes du flux net de chaleur se comportent et évoluent différemment.

- En zone peu profonde, les flux advectifs sont positifs en hiver et au printemps et contribuent à limiter le refroidissement de la colonne d'eau. Plus au large, ces flux sont plus faibles voire nuls et influencent moins le flux de chaleur net reçu.
- De juin à novembre, au large et en zones peu profondes, les flux advectifs sont négatifs et contribuent à refroidir la colonne d'eau.
- A partir de novembre, au large, les flux advectifs redeviennent proche de zéro, le refroidissement est alors uniquement assuré par les flux air-mer. En zone littorale, après le mois de novembre, les flux advectifs restent largement négatifs, accélérant le refroidissement de la colonne d'eau.

Ainsi, en zone littorale, les flux advectifs semblent agir comme des "tampons" aux variations des flux de chaleurs air-mer, surtout en hiver et en été.

Plus au large, par contre, le rôle "atténuateur" des flux advectifs est moins

significatif. Bien que cet effet soit actif entre juillet et octobre, durant le reste de l'année, les flux advectifs semblent accentuer, à la différence de la zone littorale, les tendances des flux de surface air-mer.

Chapitre 5

Variabilité saisonnière du front d'Ouessant

Les questions qui ont motivé ce travail s'appuient sur les travaux de Mariette et Le Cann, (Mariette et Le Cann, 1985; Mariette, 1983, 1977) dans lesquels les processus de stratification et destratification en Mer d'Iroise sont décomposés en plusieurs processus et analysés, durant la période de formation du front, à l'aide *d'un modèle thermique de couche de mélange unidimensionnel vertical* (voir Niller et Kraus, 1977).

Dans ces travaux (Mariette et Le Cann, 1985), les différents processus thermodynamiques gérant la structure thermodynamique de la colonne d'eau sont les suivants :

- la stratification induite par les flux de chaleur solaire, dénommée "solar heating influence"
- la destratification induite par les pertes de chaleur via les flux de chaleur sensibles et latentes, dénommée "convective heat losses influence"
- la destratification induite par l'action de mélange vertical du vent, dénommée "wind mixing influence")
- la destratification induite par les processus de mélange turbulents induits par les courants de marée dénommée "tidal mixing influence".

Ces travaux ont permis de mettre en évidence une grande partie des processus physiques à l'oeuvre en Mer d'Iroise.

Pour notre part, nous avons tenté d'apporter des éléments de réponses complémentaires et/ou supplémentaires, quant à l'impact de ces processus sur la variabilité du front d'Ouessant. Pour cela de nouveaux "ingrédients" physiques et numériques ont été apportés à ces travaux :

- notre étude s'étend sur une période plus longue permettant de considérer tout le cycle de vie du front.
- les forçages à l'interface air-mer, présentent une variabilité en temps et en espace

permettant une plus grande précision.

- un modèle de fermeture turbulente, de type KPP (Large *et al.*, 1994) (particulièrement performant dans ces zones peu profondes) est utilisé pour décrire l'évolution des traceurs, température et salinité.
- l'advection tridimensionnelle de ces traceurs est représentée.
- grâce à la puissance des calculateurs, l'emprise du domaine étudié et sa résolution horizontale sont augmentés, passant de 3.5 km à 1.5 km

Compte tenu des travaux réalisés à l'époque et des possibilités que nous offrait l'utilisation d'un modèle numérique réaliste, à haute résolution, de la zone, nous nous sommes attachés à décrire, analyser et quantifier le rôle de certains de ces forçages responsables du comportement général du front d'Ouessant en Mer d'Iroise, à l'échelle annuelle.

Dans ce chapitre, nous tenterons donc d'apporter des éléments de réponse quant aux rôles respectifs de **la tension du vent**, des **flux de chaleurs** et du **cycle de marée mortes-eaux/vives-eaux**, sur la **variabilité** du front à l'échelle annuelle.

L'organisation du chapitre qui suit est la suivante : d'abord la méthodologie pour détecter et positionner le front est présentée. La section 2 décrit ensuite la position du front au cours de l'année dans la simulation réaliste, de référence et présente les éventuelles corrélations entre les forçages étudiés et le comportement du front. Dans la section 3, l'étude de sensibilité effectuée de manière à isoler le rôle de chacun de ces forçages est décrite et les résultats sont discutés, enfin une synthèse des résultats obtenus est présentée en dernière partie.

5.1 Détection et diagnostic du front

5.1.1 Le critère de Simpson-Hunter(1974)

En préambule de la présentation de la méthodologie que nous employons, nous analysons la simulation de référence réaliste par rapport aux travaux historiques de Simpson et Hunter (1974) (SH par la suite).

Ils considèrent qu'une fraction ϵ , le coefficient d'efficacité de mélange, de l'énergie perdue par les courants de marée via la friction sur le fond est utilisée pour mélanger la chaleur de surface reçue par l'océan sur la profondeur h de la colonne d'eau. Ils arrivent à une valeur critique du paramètre $S = \frac{h}{\langle U^3 \rangle}$ (h : la profondeur et $\langle U^3 \rangle$: la norme du courant de marée pour une marée moyenne) permettant de prédire l'existence potentielle d'un front en mer à marée sur le plateau. Selon Simpson et James (1986), sur le plateau autour des îles britanniques, la valeur critique du paramètre S se situerait autour de 2.7.

Ce critère se présente sous la forme suivante :

$$S = \log_{10}\left(\frac{h}{\langle U^3 \rangle}\right) \quad (5.1)$$

avec h : profondeur de la colonne d'eau, $\langle U \rangle$: amplitude du courant de marée barotrope pour une marée moyenne.

La théorie de Simpson et Hunter (1974) a été raffinée par Simpson et Bowers (1981) et Loder et Greenberg (1986) pour inclure les effets du vent en ajoutant un terme en $\frac{1}{h}$ dans le critère S ainsi que des coefficients d'efficacité de mélange, ϵ , variables pour l'élaboration de ce critère. Bower et Simpson (1987) ont comparé les différentes théories avec les positions des fronts de marée sur le plateau nord européen. Ils ont conclu qu'en eaux très peu profondes, les modèles de prédiction incorporant les effets du vent sont plus précis, cette précision diminuant avec la profondeur.

L'apparition d'un front thermique en mer d'Iroise est donc due à la compétition entre le mélange engendré par frottement des courants sur le fond et le flux de flottabilité engendré par le chauffage de surface. Néanmoins, ce critère ne donne toutefois qu'une position approximative de la position moyenne du front.

La structure frontale rencontrée en mer d'Iroise dépend en premier lieu du rapport entre les flux de flottabilité et le mélange turbulent vertical engendré par la friction de fond (Mariette et Le Cann, 1985; Simpson et James, 1986). A ces phénomènes unidimensionnels de mélange verticaux, l'advection de masse d'eau par les courants résiduels (principalement de marée) semble être également un phénomène à prendre en compte dans les processus régissant la structure et la position du front de marée en mer d'Iroise (Mariette, 1983; Mariette et Le Cann, 1985; Umoh et Thompson, 1994).

Nos simulations comportent des forçages multiples (vent, flux de chaleurs, ...) ainsi que des coefficients de mélange variables en temps et en espace (Cf Modèle de fermeture turbulente, Chapitre "Outil numérique"). De plus, dans le modèle numérique Roms, les effets non-linéaire d'advection sont pris en compte dans les équations de quantité de mouvement et de traceurs.

Ces simulations présentent donc une richesse physique plus importante que les hypothèses considérées par Simpson et Hunter. Néanmoins, nous avons souhaité effectuer ce calcul afin de mesurer la validité de leur critère (SH) et évaluer éventuellement les différences induites par les processus physiques et forçages supplémentaires de notre simulation **réaliste** sur la position du front de marée présent en mer d'Iroise en période de stratification.

Validité de ce critère

Pour évaluer la validité de ce critère, nous avons comparé les valeurs du critère de SH,

calculé grâce aux courants de marée horaires fournis par le modèle, avec des cartes de SST issues du modèle.

La figure (Fig. 5.1) présente une carte de SST durant l'été (début du mois de juillet) sur laquelle sont superposés les contours du critère de SH. On observe que le critère de SH n'arrive pas à prédire la position du front dans la région située au Nord-Ouest de Ouessant et entre les archipels de Sein et d'Ouessant, en revanche dans les régions très peu profondes, en particulier autour des îles, où l'on rencontre les courants de marée les plus intenses, le critère de SH représente correctement la position du front.

En zones très peu profondes, au niveau des îles, les forçages de la simulation réaliste qui ne sont pas pris en compte dans les hypothèses de SH (vent, advection de traceurs et de quantité de mouvement, mélange variable en temps et en espace) ne semblent donc pas impacter la structure et la position du front. Les processus diabatiques apparaissent ainsi complètement dominés par le mélange turbulent vertical créé par la friction des courants de marée sur le fond.

Plus au large, au Nord de Ouessant et entre les îles de Sein et Ouessant, les processus négligés dans l'élaboration du critère de SH influencent de manière plus significative le comportement du front d'Ouessant et induisent des "erreurs" entre doivent être pris en compte afin de le décrire, notamment le mélange induit par le vent et l'advection de traceurs et de quantité de mouvement. Ces conclusions avaient été avancées dans l'article de Simpson et Bowers (1981) et souligne la cohérence des résultats fournis par notre modèle.

La position du front prédite par le critère de SH (dans sa version la plus simple, 1974) apparaît donc robuste dans les zones peu profondes et littorales mais reste plus approximative dans les régions où la profondeur est plus importante. Ce critère permet néanmoins de rendre compte, au premier ordre, de la position du front en capturant les processus physiques par les courants de marée et de stratification par les flux solaires incidents, mais peine à restituer des situations plus réalistes. Ceci met alors en avant l'intérêt d'une étude de modélisation à l'aide d'un modèle 3D, aux équations primitives.

5.1.2 Le paramètre diagnostic S

Afin de diagnostiquer le front de manière plus robuste dans nos simulations, nous avons défini un "paramètre" de stratification, **le paramètre S** (Eq. 5.2), exprimé en kg.m^{-4} , permettant de détecter, positionner et suivre le front d'Ouessant dans nos simulations. **A partir de ce paramètre, le front d'Ouessant est identifié par les faibles valeurs de gradient verticaux de densité et donc les valeurs de S faibles (Eq. 5.2).**

$$S = \frac{|\rho_{bottom} - \rho_{top}|}{h(x, y)}, \text{ en } \text{kg.m}^{-4} \quad (5.2)$$

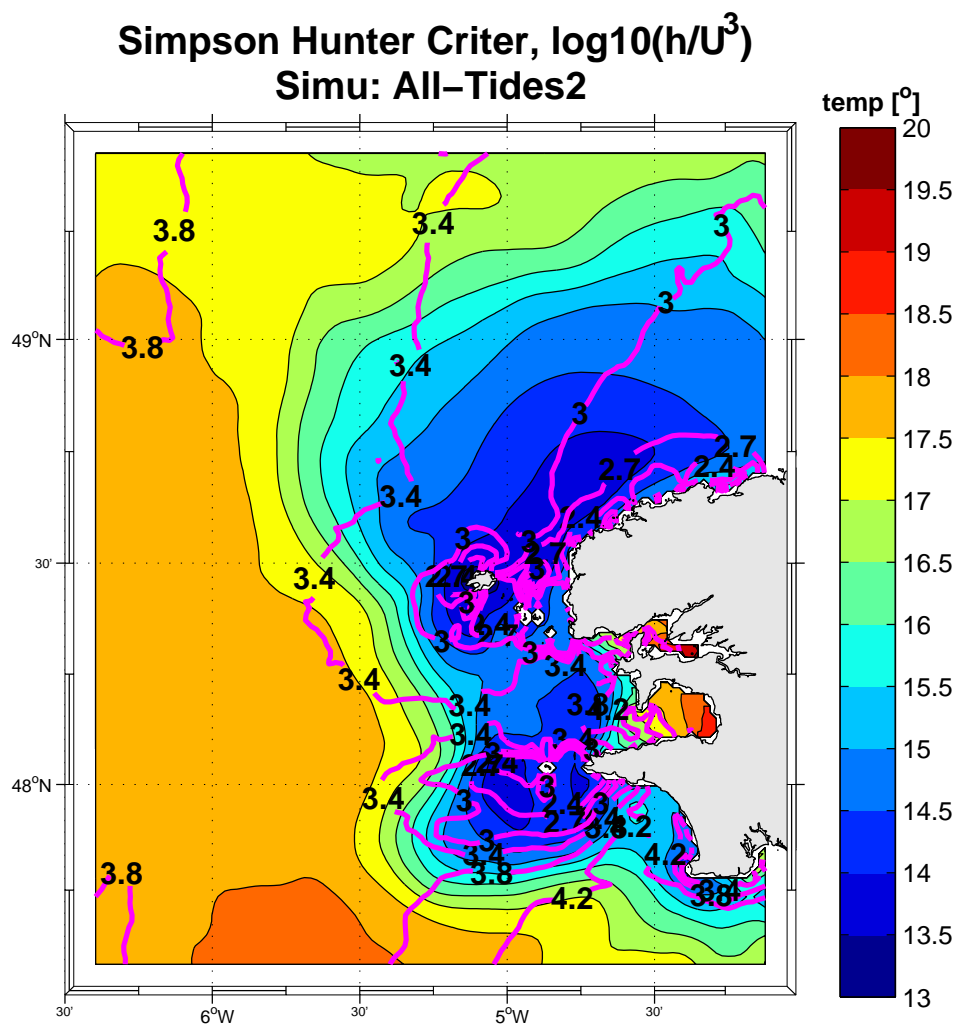


FIG. 5.1 – Les contours représentent le critère de Simpson-Hunter (1974), $\log_{10}(h/U^3)$, U est l'amplitude du courant de marée barotrope et h la profondeur. En couleur, la température de surface fournie par le modèle. La comparaison entre les sorties du modèle et le critère de SH a lieu au début du mois de juillet 2003. La discordance entre les contours SH et la température de surface sont maximaux entre les deux archipels d'îles (Sein et Ouessant) ainsi qu'au nord de l'île d'Ouessant.

Ce paramètre S nous permet d'identifier et de quantifier l'étendue de la zone qui se trouve dans un régime mélangé et homogène en densité sur la verticale mais également de définir la position du front.

Pour définir la limite entre régime stratifié et homogène, nous avons défini une valeur de coupure S_{Cutoff} identifiant ce changement. Cette valeur a été choisie telle que $S_{\text{Cutoff}} = 0.004$, après avoir effectué des comparaisons par rapport aux températures de surface simulées par le modèle en juillet (Fig. 5.2) et en août (figure non présentée), lorsque le front est complètement établi.

L'étendue de la zone mélangée est donc la surface telle que $S \leq S_{\text{cutoff}}$ et **la position frontale** est le lieu situé le plus loin de la côte, tel que $S \leq S_{\text{cutoff}}$. Pour cette position, on parlera également de **limite "offshore" de la région homogène**.

Maintenant cette valeur de coupure du paramètre S établie, nous sommes en mesure de diagnostiquer de manière robuste le front d'Ouessant et sa position en Mer d'Iroise au cours de l'année.

Après avoir effectué cette introduction concernant le critère de SH ainsi que la méthode utilisée pour diagnostiquer le front, nous présentons maintenant la description et l'analyse de la variabilité du front d'Ouessant dans la simulation réaliste, de référence, nommée "Realistic" de la Mer d'Iroise, réalisée pour l'année 2003.

5.2 Variabilité de la position du front

La figure 5.3 présente une vision intégrée sur le domaine de l'évolution au cours de l'année de la surface, en km^2 , de la zone homogène. En période hivernale, toute la zone est homogène et cette surface est maximale. A partir du mois de juin, la stratification s'installe rapidement, la surface homogène diminue alors rapidement et le front s'installe en l'espace de 15 jours. Durant la période estivale, entre juillet et octobre, la zone homogène occupe entre $0.5 \cdot 10^4 \text{ km}^2$ et $1.3 \cdot 10^5 \text{ km}^2$, soit entre 15 et 30% de la surface totale du domaine, avec une surface moyenne de $8.5 \cdot 10^4 \text{ km}^2$. Durant cette période estivale, le front a une position relativement stable et a atteint sa position dite "d'équilibre". La surface homogène présente toutefois une certaine variabilité avec une déviation standard de l'ordre $2.5 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ par rapport à la position moyenne d'équilibre. A partir de la mi-octobre, la disparition du front commence et le front quitte sa position d'équilibre. Cette disparition s'opère sur une durée plus longue que l'installation, de l'ordre d'un mois et demi (au lieu de 15 jours), soulignant ainsi une asymétrie assez forte entre les échelles de temps de stratification et de déstratification dans la zone.

Afin de détailler la structure 2D du front, nous présentons l'évolution, en moyenne mensuelle de la position du front (Fig. 5.4).

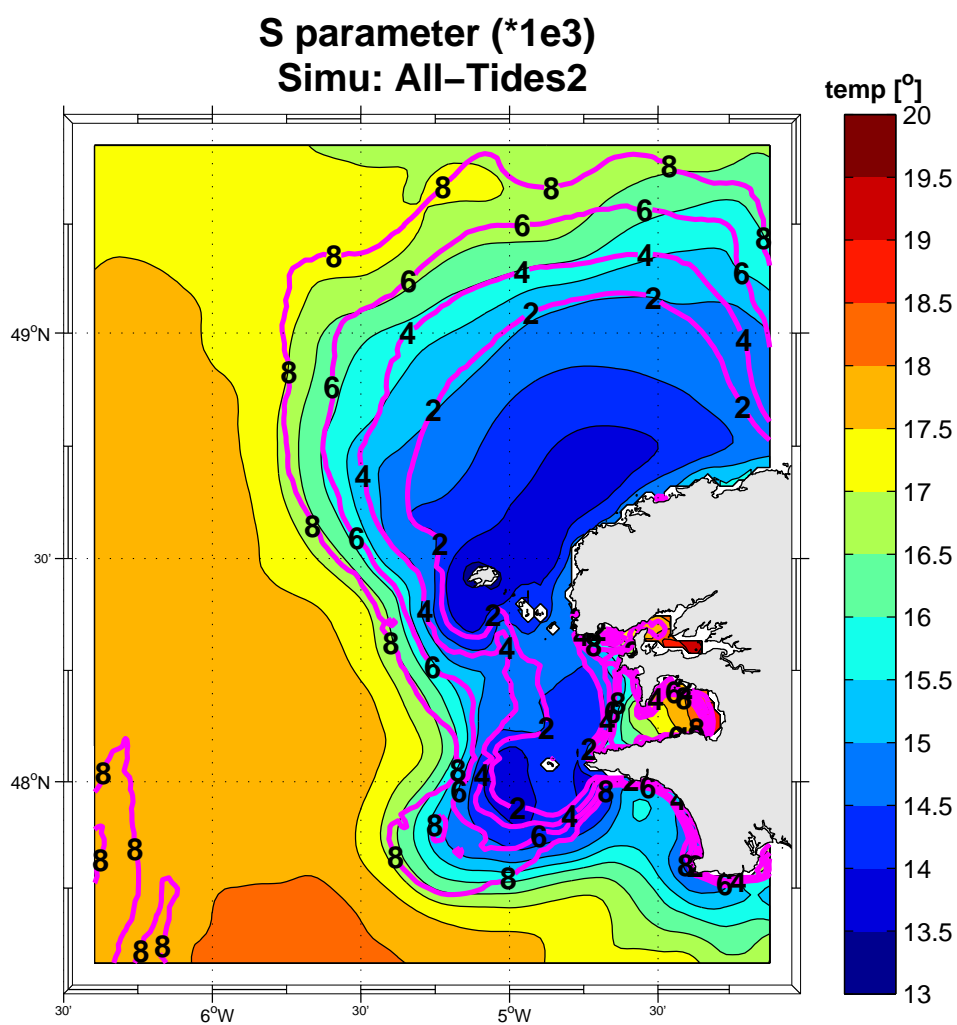


FIG. 5.2 – Les contours représentent le paramètre S de stratification utilisé pour détecter le front avec en fond, la température de surface fournie par le modèle. La valeur de coupe choisie pour définir le front est $S < 0.004$. Cette valeur coïncide avec l'isotherme 15.5°C en surface.

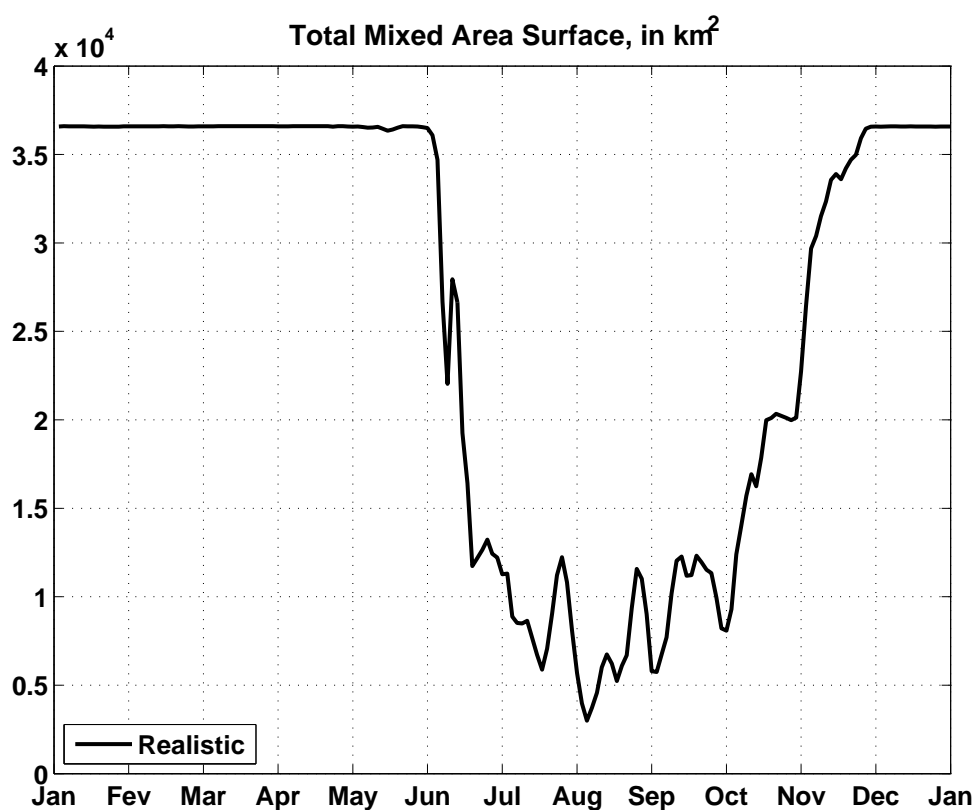


FIG. 5.3 – Evolution au cours de l'année de la surface, en km^2 , de la zone mélangée. En période hivernale, cette surface est maximale. Lorsque le front s'installe, elle diminue brutalement puis présente une certaine variabilité. A la fin de la saison estivale, cette surface redevient maximale, ceci correspondant à la disparition du front.

Au Nord du domaine, (latitude $\geq 48^\circ \text{ N } 30'$), le front atteint sa position d'équilibre durant le mois de juillet. Dans cette zone Nord, c'est au mois d'août que la position du front est la plus proche de la côte, avec une limite Nord à $49^\circ \text{ N } 30'$ et $5^\circ \text{ W } 30'$. Au mois de septembre, le front est encore à sa position d'équilibre, il présente toutefois un début de recul "offshore", de l'ordre de 0.25° vers l'Ouest et le Nord. Au mois d'octobre, le front est en cours de disparition et on perd sa trace au mois de Novembre.

Dans la partie Sud, (latitude $\leq 48^\circ \text{ N } 30'$), la position d'équilibre semble s'établir plus tard dans la saison et se situe moins à l'ouest, avec une limite ouest à $5^\circ \text{ W } 00'$ et une limite sud traversant la baie d'Audierne depuis la pointe Ouest de l'Archipel de Sein jusqu'à la pointe de Penmarc'h. Durant les mois d'août et de septembre, les positions frontales d'équilibre sont quasi-identiques présentant une variabilité inférieure à quelques milles, nettement plus faibles qu'au Nord suggérant un **contrôle bathymétrique plus important que dans la partie Nord du domaine**.

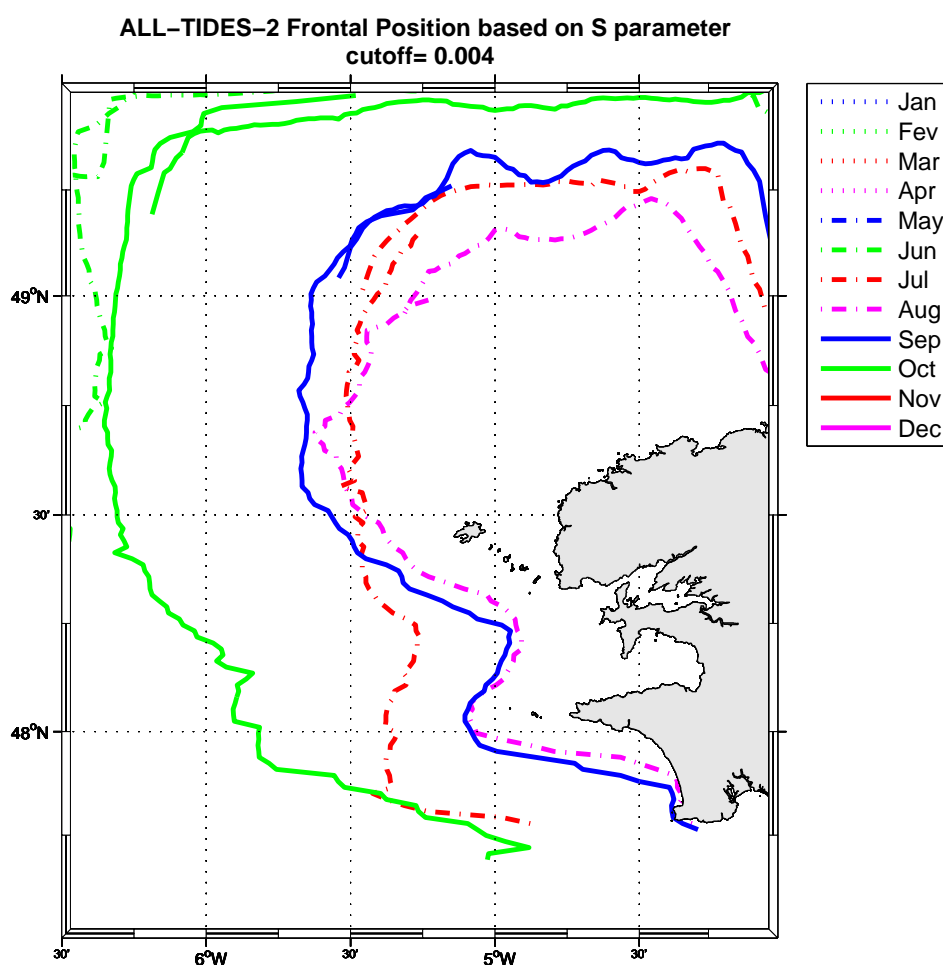
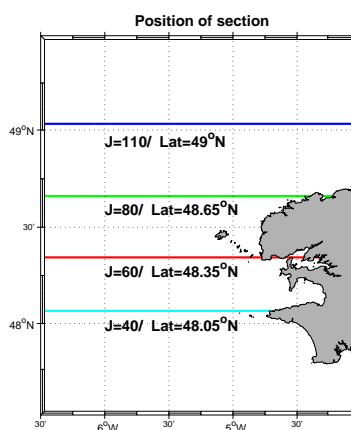


FIG. 5.4 – Carte représentant l'évolution du front de marée au cours de l'année. La position frontale est basée sur le critère de coupure S délimitant la région mélangée de la région stratifiée. Le front apparaît au mois de juin et est présent jusqu'au mois d'octobre.

La figure (Fig. 5.5) présente l'évolution des positions frontales diagnostiquées à partir du paramètre S, en différents latitudes de la Mer d'Iroise. Sur ces courbes, la variabilité plus marquée au Nord qu'au Sud est également confirmée, par ailleurs on remarque que l'apparition et la disparition du front dans le Nord du domaine s'opère avec une avance de l'ordre de 15 jours par rapport au Sud.



a) Position des latitudes d'analyse

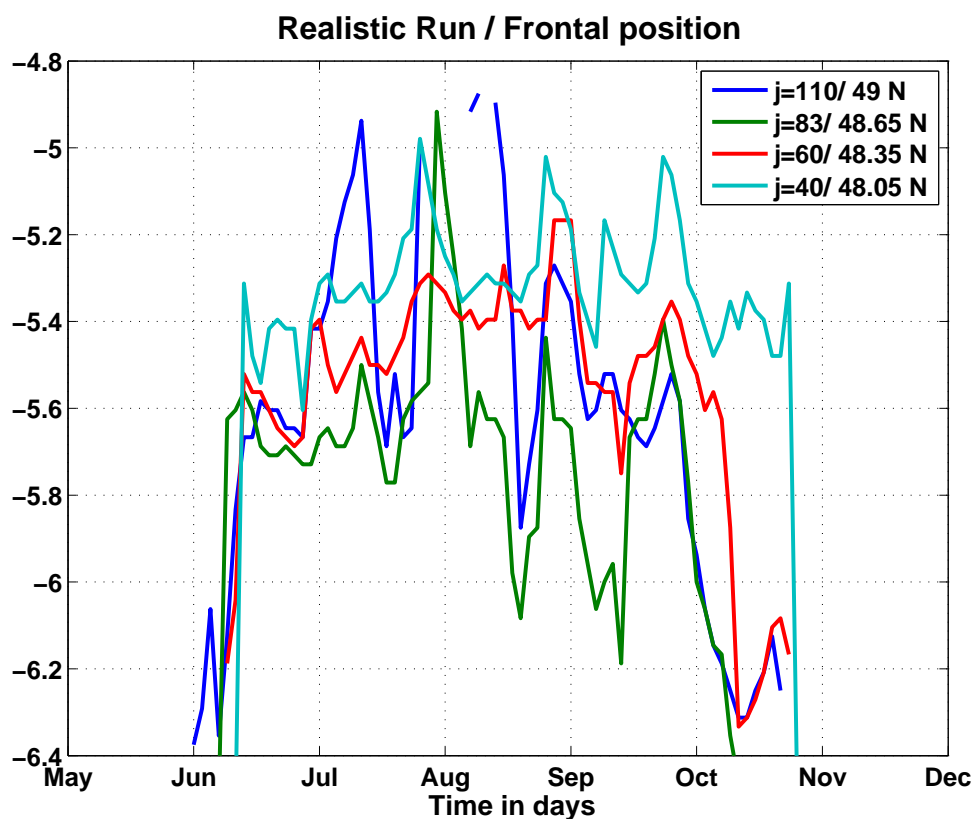


FIG. 5.5 – Evolution de la position frontale, en longitude, pour les quatre latitudes d'étude présentées en a) , à travers le domaine.

Fusion/séparation des couches de mélange

Suite à l'observation des différences de comportement du front entre le Nord et le Sud de la Mer d'Iroise, nous avons cherché à évaluer si **les processus de fusion et de séparation des couches de mélange de surface (CMS) et de fond (CMF)** permettaient de synthétiser et d'expliquer le comportement général du front diagnostiqué (variabilité, apparition et disparition). La fusion/séparation des couches de mélange de surface et de fond est déduite de l'épaisseur totale des couches mélangées par rapport à la profondeur¹. Pour cela, nous avons comparé les positions "offshore" de fusion des couches aux positions frontales diagnostiquées avec le paramètre S (Fig. 5.6, A et B) ainsi que les dates d'apparition/disparition du front aux dates de séparation/fusion des couches CMF et CMS (Fig. 5.6, E).

Les dates d'apparition et de disparition du front sont bien corrélées avec celles de séparation et de fusion des couches de mélange (CMF et CMS), **directement liées à la croissance ou décroissance de la couche de mélange de surface CMS**.

La séparation des couches semble toutefois apparaître plus tôt dans l'année que le diagnostic du front lui-même. De manière analogue, ces couches de mélange se reconnectent après le diagnostic de destruction, témoignant ainsi d'un décalage en temps entre fusion des couches et homogénéité du profil de densité.

Sur ces figures, durant l'été, une fois le front établi, lorsqu'il est à sa position "d'équilibre", la variabilité du lieu de séparation des couches CMS et CMF est assez bien corrélée avec la position du front, (surtout dans le Sud du domaine) et il apparaît clairement que c'est le cycle à 14.7 jours de l'épaisseur de couche de mélange de fond, induit par le cycle de marée mortes-eaux/vive-eaux (cycle MEVE par la suite), qui présente le mode de variabilité le plus important du processus de fusion/séparation des couches de mélanges.

A partir de ce processus de séparation/fusion de couche de mélange, il est possible d'interpréter les différences de variabilité entre le Nord et le Sud du domaine. Cela est présenté sur la figure Fig. 5.7.

Au Nord, le gradient topographique est plus faible qu'au Sud. Pour une variation équivalente de l'épaisseur de la couche CMF ou CMS, le lieu de séparation présente une variation plus importante dans le Nord que dans le Sud. Ceci explique ainsi la variabilité du front plus importante observée au Nord qu'au Sud.

Les différences de dates d'apparition et de disparition du front peuvent également être expliquées grâce à ce processus (Fig. 5.7).

Dans le cas des phases d'apparition et de disparition, ce sont principalement les variations

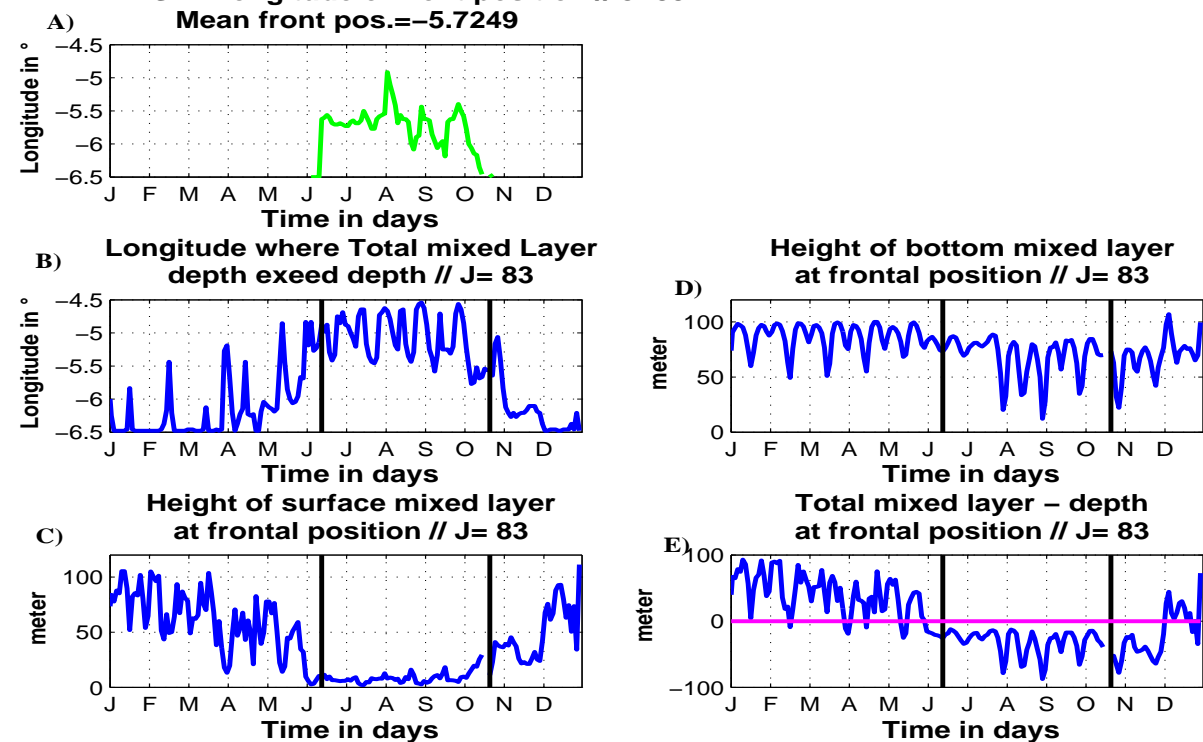
¹De part les spécificités du modèle de fermeture KPP employée, les couches fusionnent lorsque la profondeur de la colonne d'eau est inférieure à la somme des couches de mélange de surface (CMS) et de fond (CMF)

de CMS qui sont critiques. Pour une même diminution d'épaisseur de CMS, la limite fusion/séparation des couches se trouve décalée plus vers la côte dans le Nord du domaine que dans le Sud.

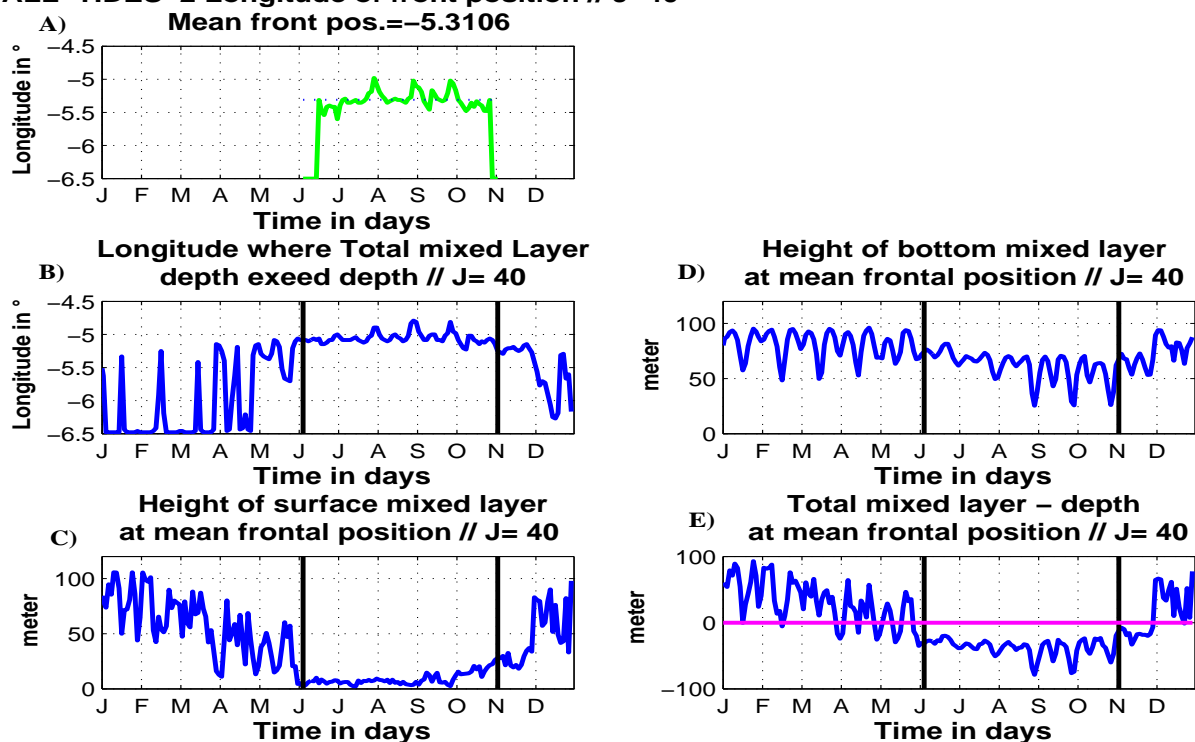
Ceci explique l'avance de l'installation du front au Nord. De même, pour une même diminution de l'épaisseur de CMS, cette limite est repoussée plus au large dans le Nord de la Mer d'Iroise que dans le Sud, expliquant de manière analogue la disparition plus précoce du front dans le Nord du domaine.

Pour résumer, le processus de fusion/séparation des couches de mélange permet ainsi d'expliquer les différences, entre le Nord et le Sud de la Mer d'Iroise :

- **de variabilité de la position d'équilibre du front**
- **des dates d'apparition et de disparition du front**

ALL-TIDES-2 Longitude of front position // J=83

(a) "Entrée de Manche"

ALL-TIDES-2 Longitude of front position // J=40

(b) "Ile de Sein"

FIG. 5.6 – A) En vert, la position du front diagnostiquée à partir du paramètre S. B) Evolution annuelle de la position de fusion des couches de mélange CMS et CMF. C) Evolution de l'épaisseur de la CMS. D) Evolution de l'épaisseur de la CMF. E) Evolution de l'épaisseur d'intersection des couches CMS et CMF. Les courbes sur les figures B, C, D et E sont situées au niveau de la position du front. Quand le front n'existe pas, elles se trouvent à la première ou dernière position enregistrée pour le front.

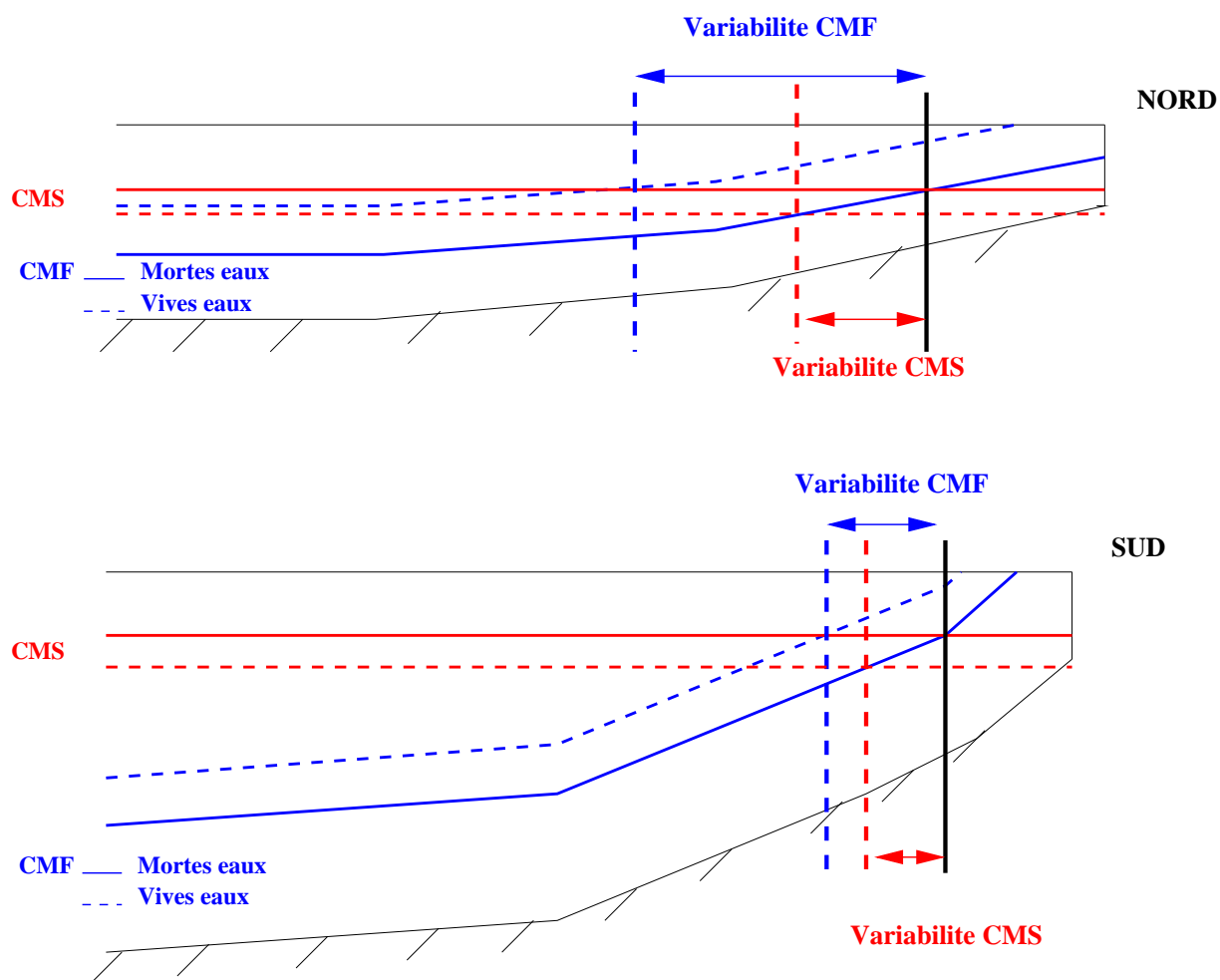


FIG. 5.7 – Schéma de principe décrivant les mécanismes de fusion/séparation des couches de mélange de surface et de fond (CMF et CMS). Ce mécanisme explique les différences de variabilité de la position du front entre le Nord et le Sud de la Mer d'Iroise ainsi que les décalages d'apparition/disparition du front observés.

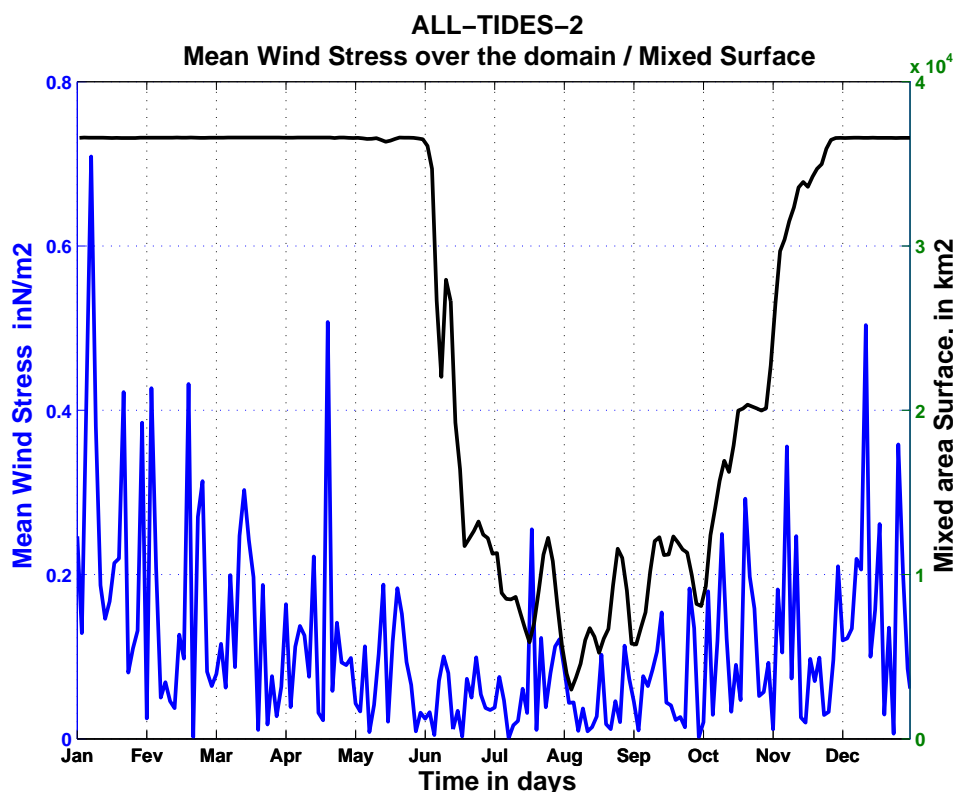


FIG. 5.8 – En noir, l'évolution de la surface mélangée, en km^2 , en bleu, l'évolution de la tension moyenne du vent, en N.m^{-2} , sur le domaine.

5.2.1 Les forçages

Les épaisseurs de couche de mélange de fond et de surface sont directement liées aux forçages en surface et au fond, subis par le système. Afin de mettre en évidence d'éventuelles corrélations fortes entre l'intensité des forçages en surface (tension de vent, flux de chaleur) et au fond (cycle de marée ME/VE), avec la position du front, nous avons comparé ces différents forçages aux positions frontales observées.

La tension du vent

La figure 5.8 représente l'intensité de la tension de vent moyenne sur le domaine en N.m^{-2} sur laquelle est superposée la surface, en km^2 , de la zone homogène. On remarque que l'apparition du front correspond à une baisse de l'intensité du vent lors de la période estivale et que la disparition du front correspond également à une augmentation du vent lors de la saison automnale. Sur cette figure (Fig. 5.8), les événements de tempêtes et de forts vent semblent entraîner des déplacements "offshore" du front, toutefois ces observations sont assez qualitatives et ne nous permettent pas de conclure quant à leur rôle sur l'étendue de la zone homogène et donc de la position du front.

Les flux de chaleur en surface

L'évolution au cours de l'année des différentes composantes du flux de chaleur net ont été comparées à l'évolution de la position frontale (Fig. 5.9).

Au printemps, dès la mi-mars, les flux solaires augmentent et les flux de chaleur latente se rapprochent de zéro induisant un flux net positif. A cette période, la région est complètement homogène et le front n'existe pas encore.

Le flux solaire est maximal avec une valeur de l'ordre de 200 W.m^{-2} fin juin/début juillet. A cette période, les flux de chaleurs latents et sensibles sont quant à eux très faibles avec des valeurs quasi-nulles. C'est à cette période que le front apparaît, s'établissant rapidement, en moins d'un mois, à sa position d'équilibre. L'apparition du front apparaît ainsi bien corrélée avec la diminution des flux de chaleur latente et sensible. Durant les mois de juin, juillet et août de vie du front, les flux nets sont positifs avec des flux de chaleurs latente et sensible quasi-nuls.

A partir du mois d'août, le flux solaire radiatif commence à diminuer lentement mais les flux de chaleurs latents et sensibles ne présentent par contre pas de modifications notoires. C'est à partir de la fin du mois de septembre que les flux de chaleurs sensibles et surtout **les flux de chaleur latente diminuent fortement**, induisant une baisse brutale du flux de chaleur net qui connaît dès lors des valeurs négatives. A ce même moment, le front quitte sa position d'équilibre et sa disparition s'effectue en moins d'un mois indiquant que la disparition du front est très bien corrélée avec la baisse brutale des flux de chaleur latents à la fin du mois de septembre.

Concernant la période d'existence du front, les analyses présentées ne permettent pas de mettre en évidence une corrélation entre la variabilité d'une des composantes du flux net et celle du front, par contre elles nous ont permis de mettre en évidence nettement **le rôle important joué par les flux de chaleur latents sur les périodes d'installation, en mai-juin, et plus particulièrement de disparition du front, en octobre-novembre**

Le cycle morte-eaux/vives-eaux (MEVE)

Le cycle mortes-eaux/vives-eaux (cycle MEVE) de période 14.7 jours induit une variabilité importante de l'intensité des courants de marée susceptible d'induire une variabilité marquée de la position du front et de l'étendue de la région homogène située entre le front et la côte. Afin de mettre cela en évidence, nous avons d'abord comparé l'évolution annuelle de la surface de la région homogène avec la chronologie des cycles morte-eaux/vives-eaux de marée (Fig. 5.10).

Sur cette analyse, les maxima et minima locaux de surface homogène semblent être plutôt respectivement corrélés aux dates de vives-eaux et mortes-eaux, néanmoins ceci n'apparaît

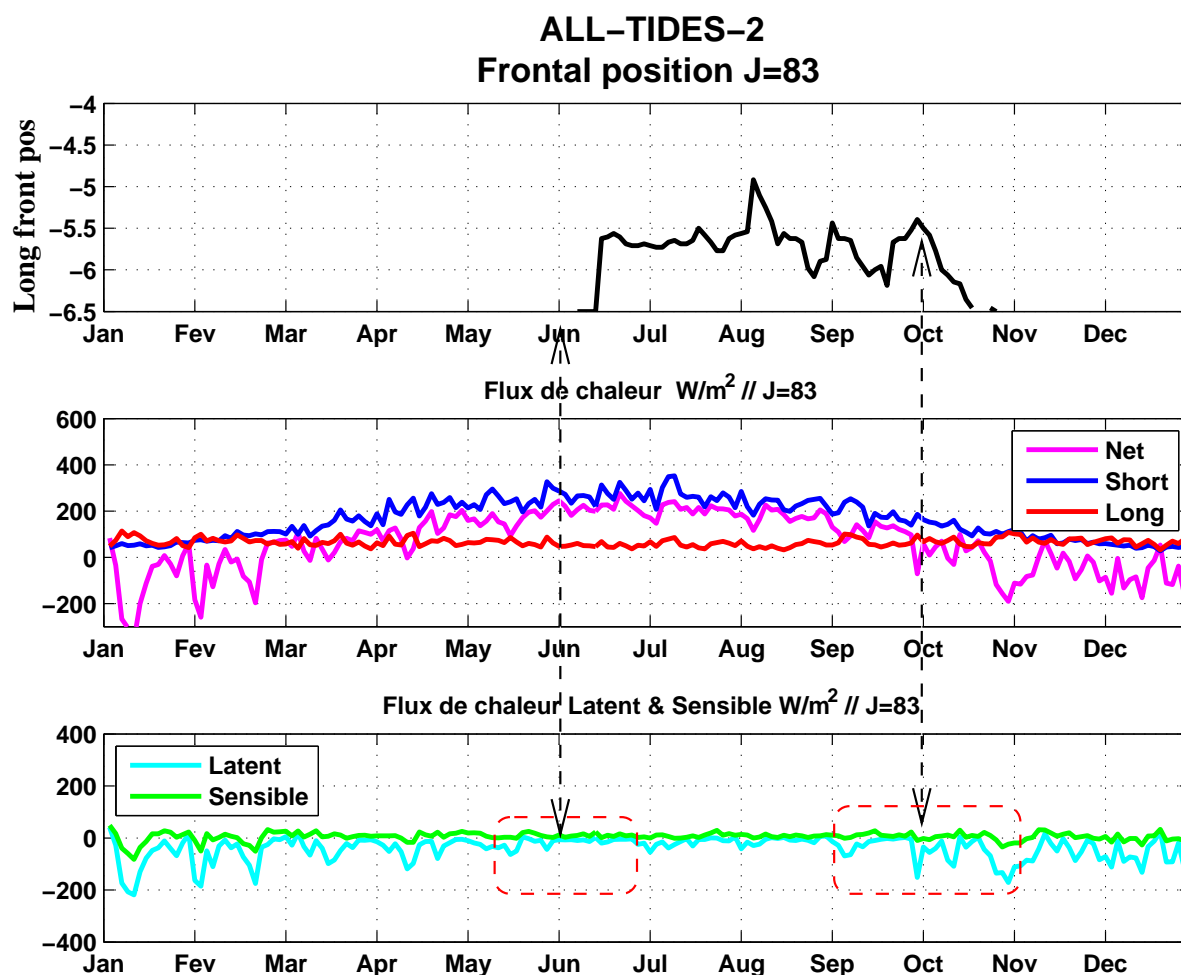


FIG. 5.9 – En noir la position en longitude du front pour la simulation de référence à la latitude 48.65° N (J=83), située en entrée de Manche, au nord d'Ouessant. Les différentes composantes du flux net sont représentées sur les courbes en dessous : le flux total net (Net), le flux solaire dit "shortwave" (Short), le flux infrarouge, émis de l'océan vers l'atmosphère dit "long-wave" (Long), le flux de chaleur latent (Latent) et le flux de chaleur sensible (Sensible).

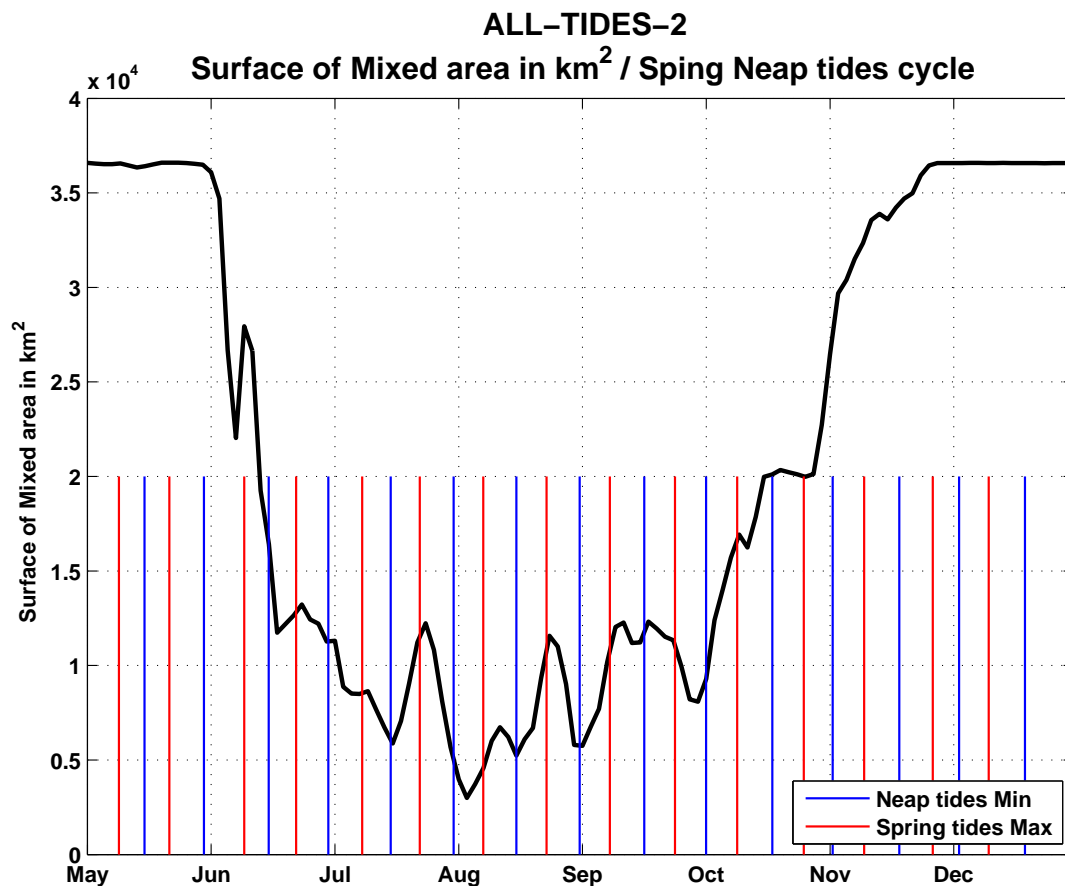


FIG. 5.10 – Evolution annuelle de l'étendue de la zone mélangée, en km². Par dessus sont indiqués les maxima de vives-eaux en rouge (Spring tide Max) et les minima de mortes-eaux en bleu (Neap tide min). Cela permet de suivre l'alternance mortes-eaux/vives-eaux au cours de l'année et de le mettre en corrélation avec la position du front et l'étendue de la zone mélangée situées entre le front et la côte.

pas clairement.

Sur la figure (Fig. 5.11), l'évolution des positions du front en quatre latitudes de la région Iroise (définies sur la figure Fig. 5.5) sont présentées et les dates des maxima et des minima de mortes et vives-eaux y sont superposées. Sur ces figures, on voit qu'aux quatre latitudes d'étude (49, 48.65, 48.35, 48.05 ° N ou $J = 110, 83, 60, 40$ en indice de latitude), les extensions "offshore" (ie.vers le large) du front minimales localement correspondent principalement aux périodes de Mortes-eaux, *Neap tides*. Au contraire, les extensions "offshore" sont presque toujours maximales lorsque le coefficient de marée est maximal, en période de Vives-eaux (Spring Tides). Par ailleurs, quelle que soit la latitude considérée, on remarque que la période de variabilité à 14.7 jours du cycle ME/VE est retrouvée, toutefois, cette variabilité est plus nette dans la partie Nord du domaine où le front est plus variable.

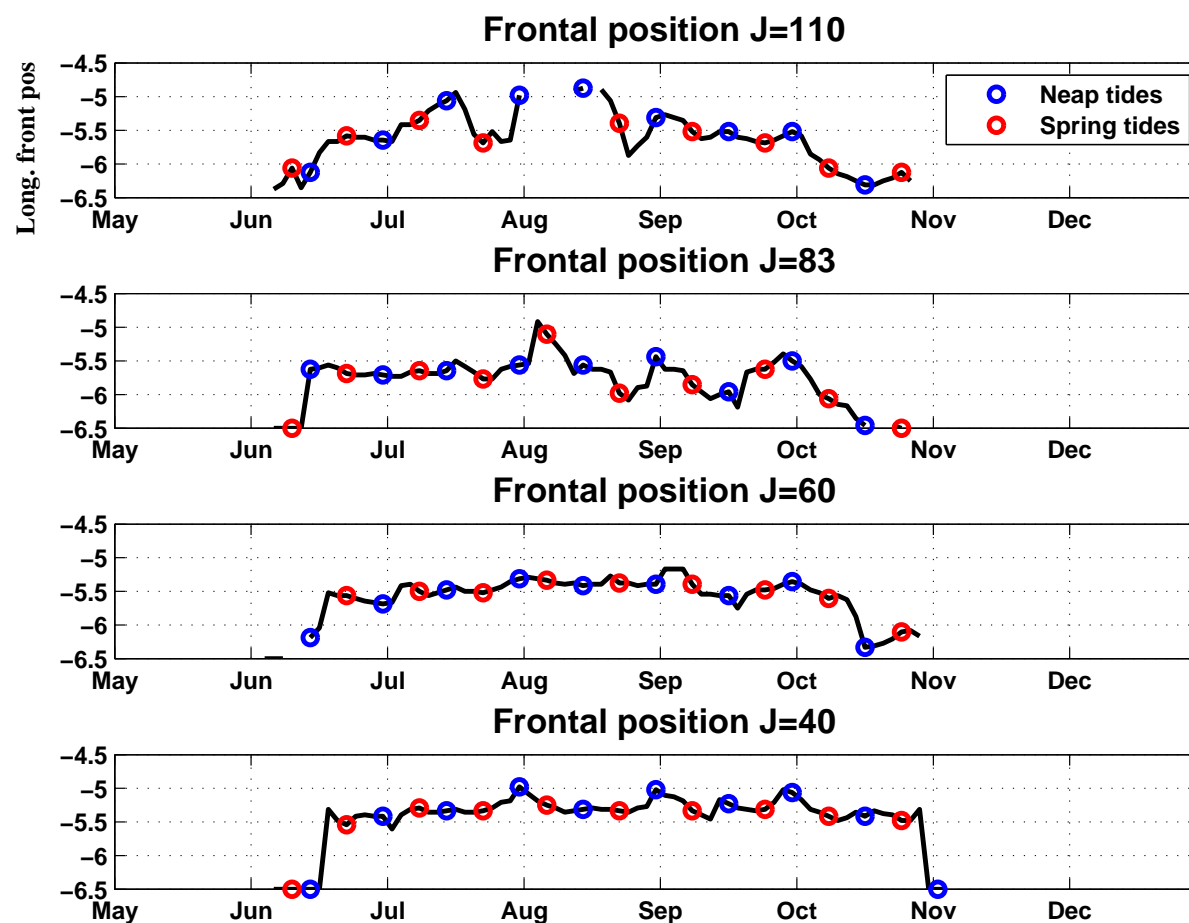


FIG. 5.11 – Corrélation entre la variabilité de la position du front et le cycle morte-eaux /vives-eaux. En noir la position du front, les cercles rouges correspondent aux maxima de Vives-Eaux maximale, les cercles bleus au minima de Mortes-Eaux. a) : Latitude Entrée de Manche. b) : Nord de l’île d’Ouessant. c) Latitude entre les archipels Ouessant et Sein . c) Latitude île de Sein

Conclusion

Les analyses menées concernant la tension du vent, les flux de chaleur (notamment des flux de chaleur latente) et le cycle MEVE de marée nous ont permis de mettre en lumière des correspondances et des corrélations plus ou moins marquées avec le comportement général du front (variabilité, naissance et destruction). Cependant, ces études ne permettent pas d’isoler et de quantifier clairement l’impact d’un forçage par rapport à un autre sur le comportement du front.

De manière à éclaircir ces points et à préciser quelques éléments de réponses quant au rôle de ces forçages sur la variabilité de l’étendue de la zone homogène et de la structure du front d’Ouessant, une étude de sensibilité a été menée, elle fait l’objet de la troisième partie de ce chapitre.

5.3 Etude de sensibilité : rôle des forçages externes

Dans cette section, nous nous attacherons à documenter et apporter des éléments de réponses quant aux rôles et à l'importance relative des différents forçages présentés (tension du vent, flux de chaleur latents et cycle de marée mortes-eaux/vives-eaux) sur l'étendue de la zone homogène, la position du front, sa variabilité ainsi que les phases "clés" d'apparition et de disparition du front.

5.3.1 Description des expériences

Les expériences et leur organisation sont présentées dans le tableau (Tab. 5.1), la structure de ces différentes expériences est la suivante : en partant d'une simulation de base ("**Base**", dégradée, on atteint la simulation réaliste, "**Realistic**", décrite dans les chapitre 2 et 3 et la section 5.2 de ce chapitre. Pour cela, nous avons mis mettre en place un jeu de 3 simulations nous permettant d'isoler :

- le rôle de la tension de vent
- le rôle des flux de chaleur latente (les autres flux de chaleurs : solaires, infrarouges et sensibles sont les mêmes partout)
- le rôle du cycle de marée morte-eaux/vives-eaux

	Expérience	Description
	" Base ", NOWIND	pas de tension de de vent, pas de cycle ME/VE de marée (l'onde de marée est monochromatique avec une période de 12 heures), flux de chaleur latente.
Rôle des flux air-mer	Impact flux de chaleur latente, " LHFI ", NOHFLAT_M2	pas de tension de vent en surface, pas de cycle ME/VE, pas flux de chaleur latente.
	Impact de la tension de vent, " WSI ", ALL	tension de vent en surface journalier , pas de cycle ME/VE de marée, flux de chaleur latente journalier.
Rôle des forçages tidaux	Impact du cycle ME/VE de marée, " SNCI ", NOWIND_ALL	pas de tension de de vent, cycle de marée réaliste : 8 ondes , flux de chaleur journaliers
Simulation réaliste	<i>"Realistic", ALLTIDES-2</i>	<i>tension de vent journalier, cycle de marée réaliste avec 8 ondes, flux de chaleur latente.</i>

TAB. 5.1 – Récapitulatif des expériences menées pour analyser la variabilité du front

5.3.2 Rôle de la tension du vent

La tension de vent constitue un forçage important pour la position et la variabilité du front car il conditionne de manière significative la profondeur de la couche de mélange de surface ainsi que sa variabilité. Pour mettre en relief le rôle joué par ce forçage, nous comparons la simulation "**Base**" (Tab. 5.1), à la simulation "**WSI**", expérience jumelle, mais présentant un forçage de vent journalier.

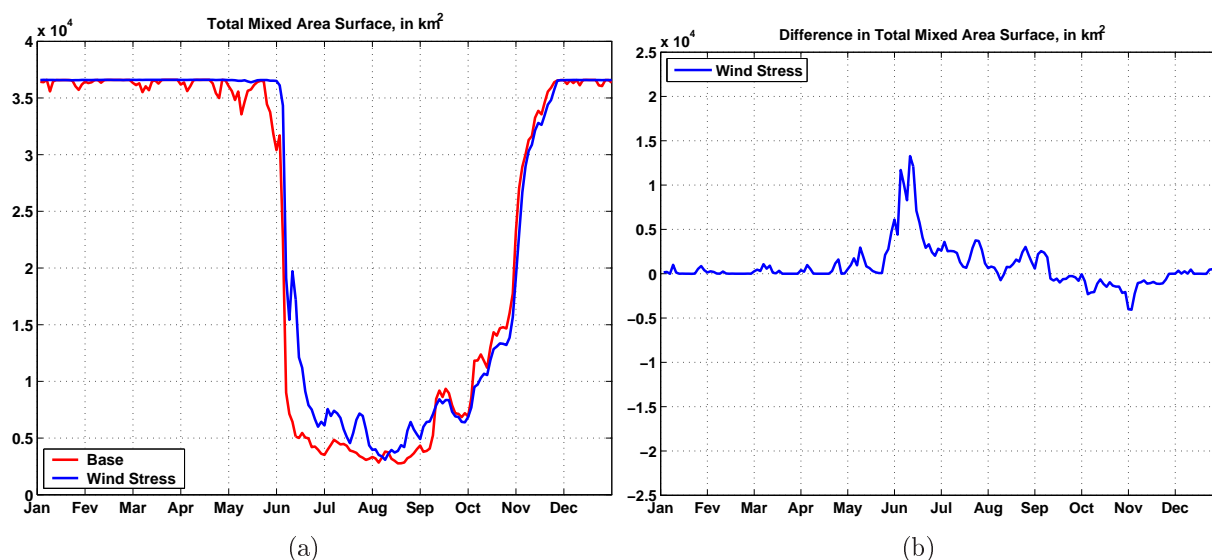


FIG. 5.12 – a) Evolution de la surface de la zone homogène au cours de l'année en Mer d'Iroise, en km². b) Différence de surface mélangée entre la simulation "**WSI**" et la simulation "**Base**"

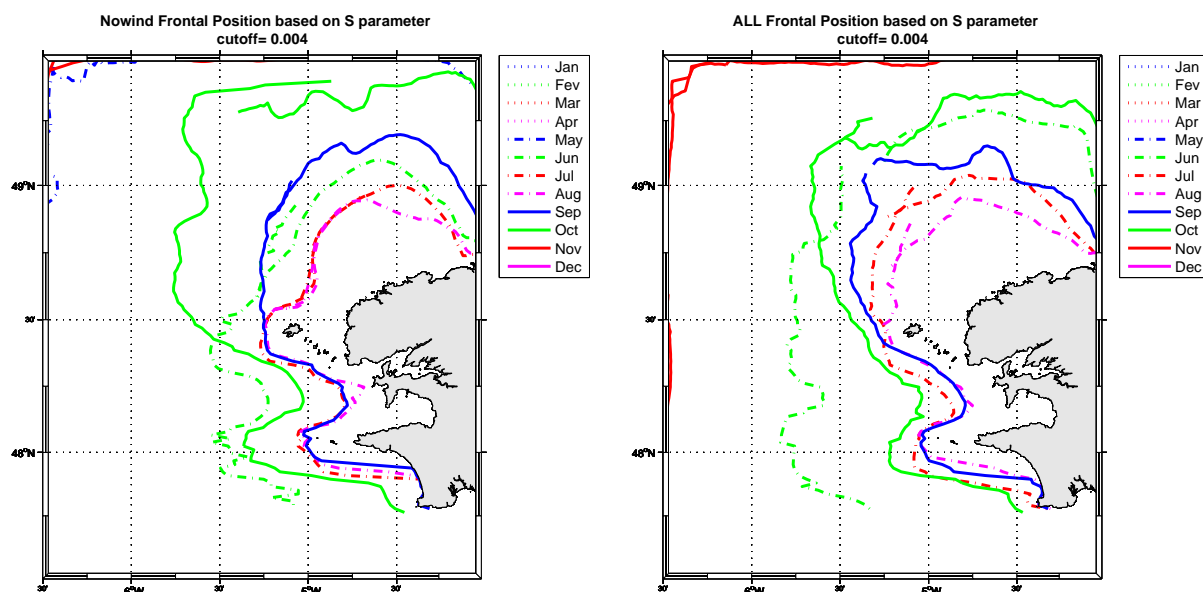
La figure (Fig. 5.12) présente l'évolution de la surface homogène pour ces deux simulations. Début juin, sans tension de vent, le front semble apparaître plus tôt, de l'ordre de 10 jours.

Entre juin et octobre, la surface homogène est supérieure dans le cas de la simulation "**WSI**", la limite frontale est donc repoussée (cela est montré aussi Fig. 5.13 et Fig. 5.14) vers le large et présente entre juillet et en août une variabilité plus marquée.

Entre septembre et octobre, l'impact de la tension de vent devient quasi-nul et n'induit pas de modification de la surface homogène.

À partir de début novembre, le front entre dans sa phase de disparition et on ne note pas de différence avec et sans tension de vent. En effet, sur ces courbes, la disparition du front semble enclenchée aux mêmes moments dans les deux simulations, et présente des échelles de temps de déstratification semblables.

Après cette vision intégrée décrivant l'étendue de la zone mélangée, nous avons cherché à évaluer les différences induites par la tension de vent sur la structure 2D du front.



(a) "Base", pas de forçage par la tension de vent (b) "WSI", tension de vent journalière, action *mécanique* du vent

FIG. 5.13 – Evolution de la position frontale, en moyenne mensuelle au cours de l'année. a) : simulation "Base", pas de vent, pas de cycle ME/VE, flux de chaleur journalier. b) : simulation "WSI"

Nous avons alors comparé les positions frontales, en moyennes mensuelles, pour les deux simulations (Fig. 5.13(a)) et Fig. 5.13(b). Durant les trois mois estivaux (juillet, août et septembre), le vent modifie la structure de la zone mélangée principalement au **nord de Ouessant et entre les archipels** en amplifiant l'étendue de zone homogène et en repoussant vers le large la limite frontale, de l'ordre d'une dizaine de kilomètres ($< 0.25^\circ$ de longitude). **Dans le sud du domaine, autour de l'archipel de Sein**, la structure frontale est beaucoup moins modifiée avec des différences de l'extension Sud de l'ordre de quelques kilomètres.

Ceci est également clairement visible sur les figures (Fig. 5.14, a, b, c) décrivant, pour ces deux expériences, les variations, en trois latitudes, de la position du front. C'est effectivement dans la partie Nord du domaine ($J = 83$) que la variabilité et les décalages "offshore" vers le large du front se montrent les plus significatifs avec une avancée du front liée à la tension du vent de l'ordre de 0.25° durant les mois de juin, juillet, août et septembre dans la cas de la simulation "WSI". Dans le sud du domaine, ($J = 40$), la variabilité et le décalage vers le large de la position frontale ne sont pas retrouvés.

Ces observations sont ainsi cohérentes avec les interprétations faites précédemment en termes d'épaisseurs de couche de mélange concernant la variabilité de la limite frontale plus importante au Nord qu'au Sud.

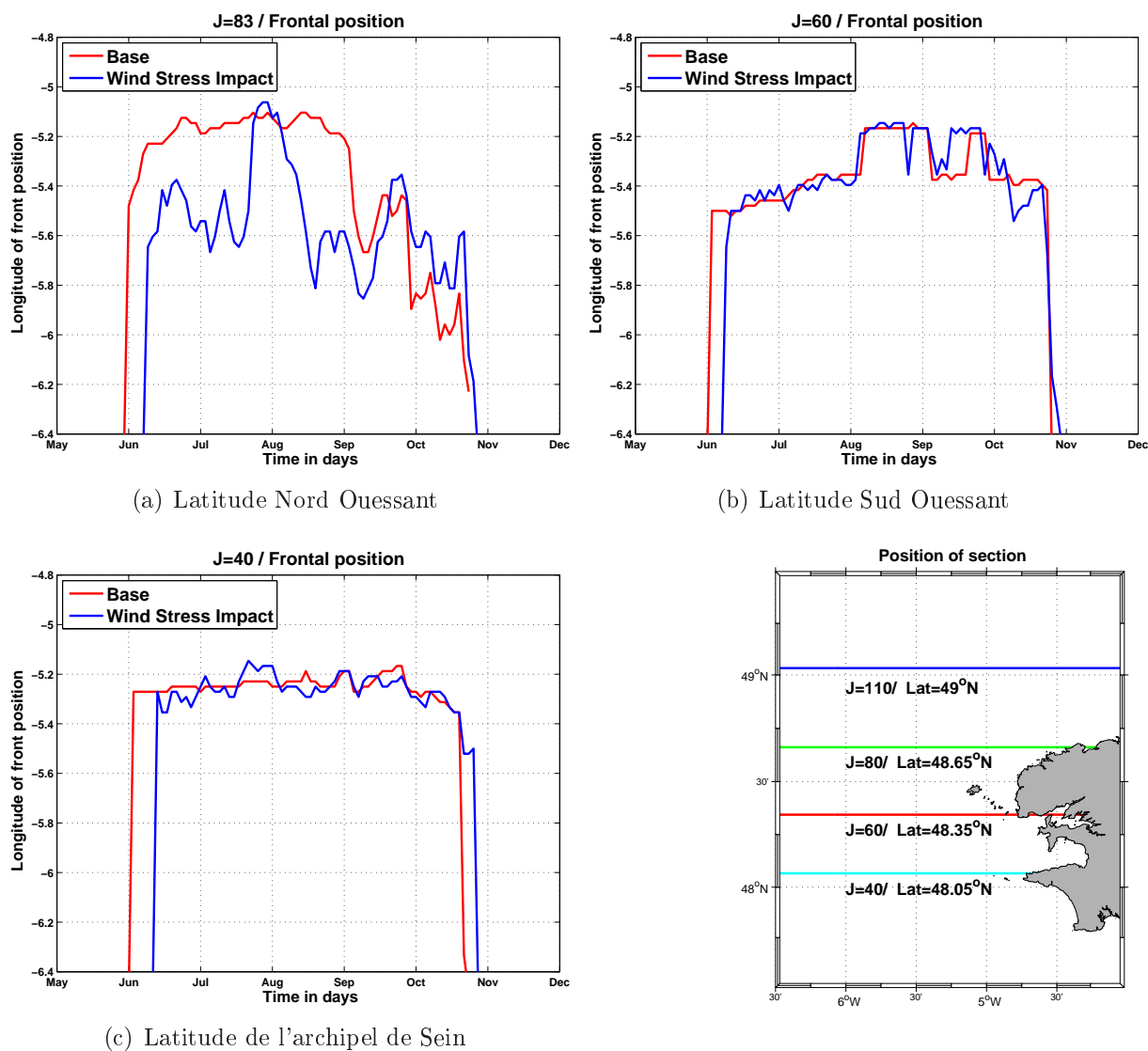


FIG. 5.14 – En rouge la position en longitude du front pour la simulation de référence "Base", en bleu pour la simulation "WSI". a) Latitude "Entrée de Manche", Nord du domaine, b) "Nord Ouessant", c) "Sud Ouessant" d) "Ile de Sein", Sud du domaine

5.3.3 Rôle des flux de chaleur latente

Le rôle joué par les flux de chaleur latente est mis en relief grâce aux comparaisons effectuées entre la simulation "**Base**" et la simulation jumelle, sans tension de vent et sans flux de chaleur latents, "**LHFI**" (Tab. 5.1). Comme dans l'expérience précédente, nous commençons par comparer l'évolution annuelle de la surface de la zone homogène (Fig. 5.15). Sans flux de chaleur latente, la stratification se met en place au large dès la fin du mois d'avril, avec un mois d'avance par rapport à la simulation "**Base**" (où cette stratification ne se déclenche qu'à partir du mois de juin). Lors de la phase de disparition, sans flux de chaleur latente, l'océan se destratifie plus lentement, le front disparaissant complètement avec 1 mois de retard. En été, entre juin et septembre, l'étendue de la zone mélangée n'est par contre que très peu modifiée en l'absence de flux de chaleur latents.

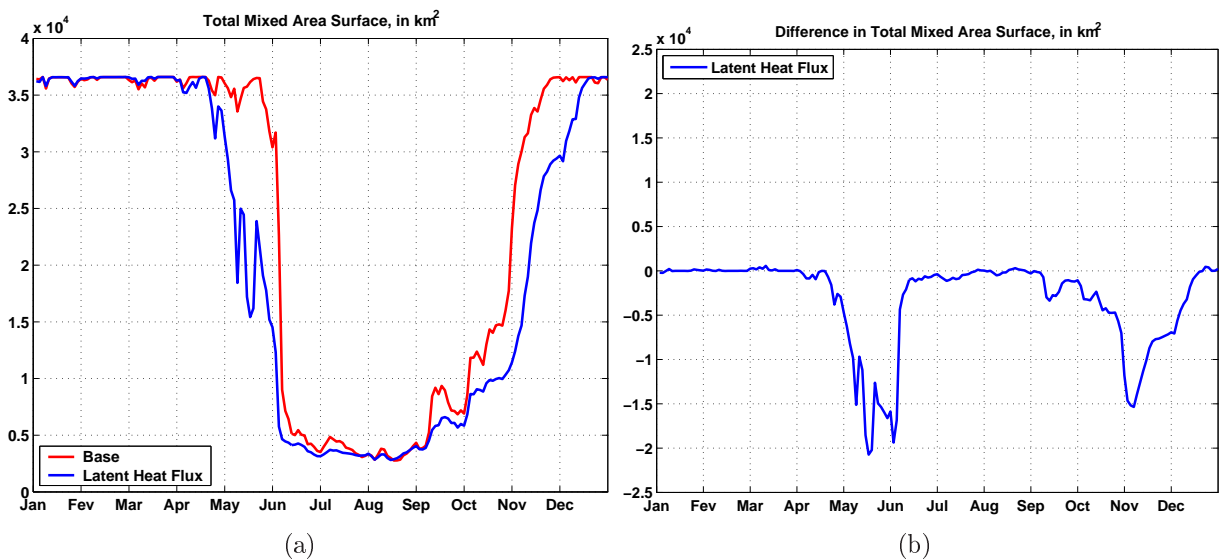
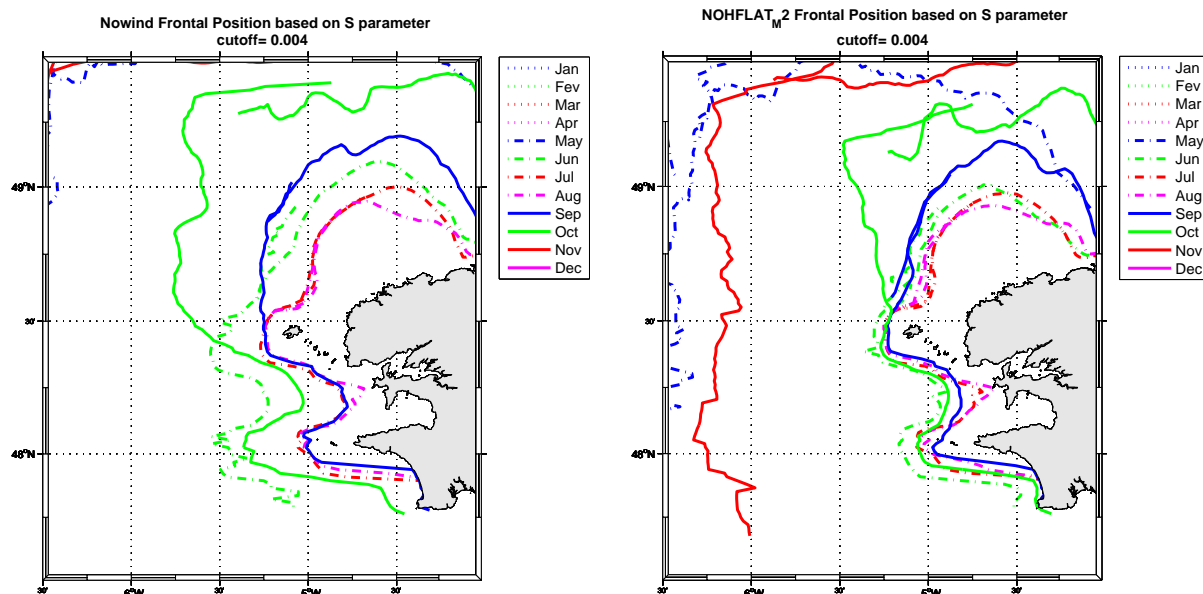


FIG. 5.15 – a) Evolution de la surface de la zone homogène au cours de l'année en Mer d'Iroise, en km². b) Différence de surface mélangée entre la simulation "**LHFI**" et la simulation "**Base**"

La structure 2D du front et les positions frontales, en moyennes mensuelles, sont présentées sur les figures (Fig. 5.16, a et b). L'installation précoce et la disparition tardive du front en l'absence de flux de chaleur latentes sont également retrouvée. En revanche, on observe, durant les mois de juin, juillet et août, que la structure d'équilibre du front n'est que très peu modifiée, quelque soit la zone considérée.

Les figures 5.17 confirme ce comportement moyen : on retrouve ainsi une apparition précoce et une disparition tardive du front dans le cas de la simulation "**LHFI**". En l'absence de flux de chaleur latente, la variabilité de position d'équilibre du front n'est



(a) "Base", pas de tension de vent, flux de chaleur (b) "LHFI", pas de tension de vent et pas de flux de chaleur latente

FIG. 5.16 – Evolution de la position frontale, en moyenne mensuelle au cours de l'année. a) : simulation "Base", pas de vent, pas de cycle ME/VE, flux de chaleur journalier. b) : simulation "LHFI"

pas modifiée, malgré des flux de résolution temporelle élevés (flux NCEP à 6 heures²). Ces flux de chaleur latents n'induisent pas de variabilité particulière du front (Fig. 5.17).

Pour résumer, par rapport au rôle joué par la tension de vent, **l'impact des flux de chaleur latente est significatif lors des phases d'apparition et de disparition du front mais n'induit pas de modifications notables de la position d'équilibre du front et de la variabilité de cette position d'équilibre.**

²Néanmoins, il convient de rappeler que nous utilisons des flux de grandes échelles par rapport à la résolution de notre simulation

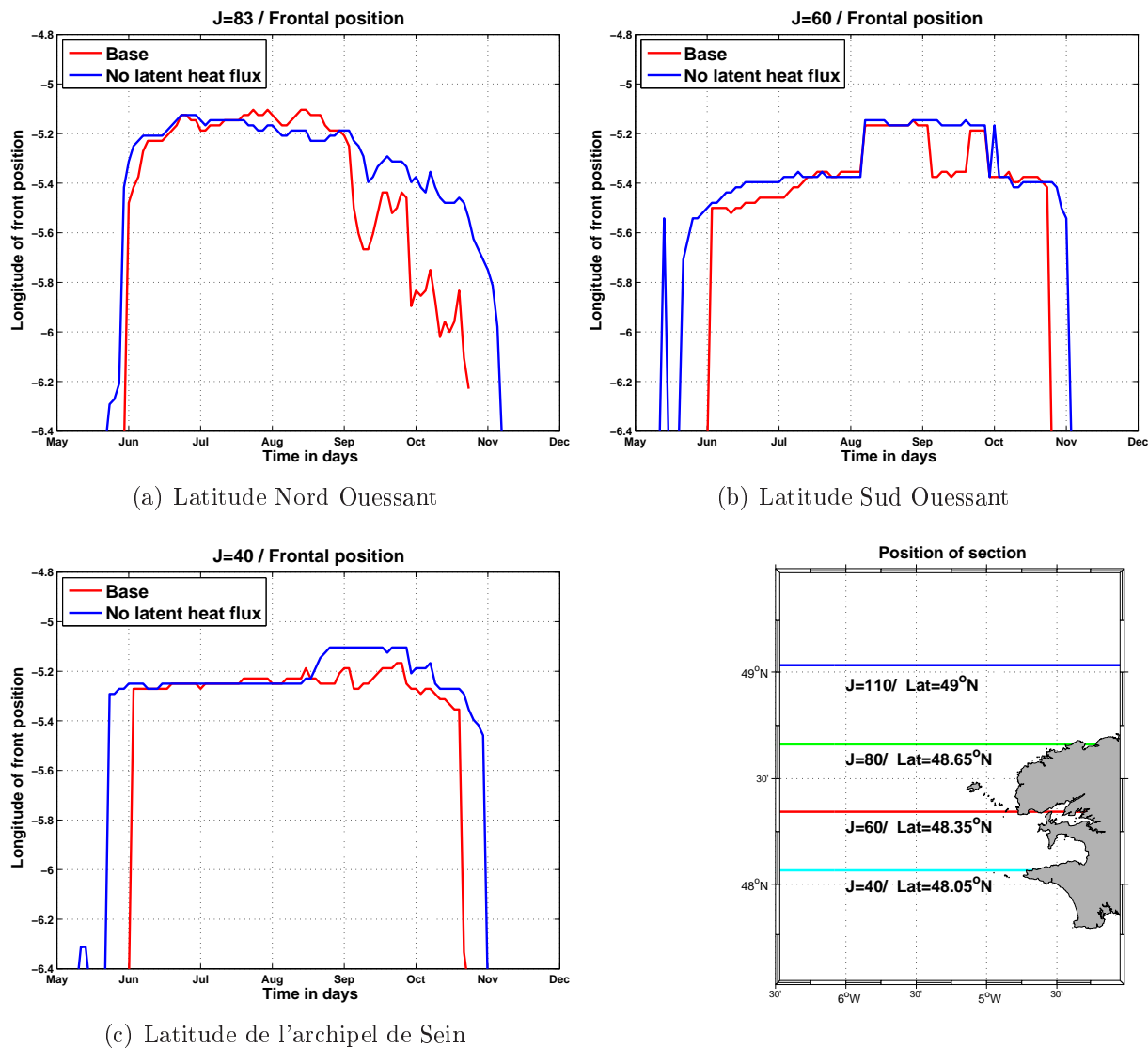


FIG. 5.17 – En rouge la position en longitude du front pour la simulation de référence, "Base", en bleu pour la simulation "LHFI". a) Latitude "Entrée de Manche", Nord du domaine, b) "Nord Ouessant", c) "Sud Ouessant" d) "Ile de Sein", Sud du domaine

5.3.4 Rôle du cycle mortes-eaux/vives-eaux

Le cycle de marée mortes-eaux/vives-eaux (MEVE), agit directement sur la variabilité de l'intensité du mélange vertical créée par friction des courants sur le fond. Afin de mettre en évidence cette influence et la quantifier, nous avons isolé l'impact sur le front de ce cycle MEVE au travers de la simulation "SNCI" (Tab. 5.1).

Sur les figures (Fig. 5.18, a et b) présentant l'étendue de la zone mélangée, cette variabilité à 15 jours, induite par le cycle MEVE est nettement visible, avec des variations atteignant plus de 100% de la surface homogène de l'expérience "Base" et jusqu'à des doublement de cette surface. Sur ces figures, on constate également que le cycle MEVE n'induit pas de décalages dans le déclenchement de la stratification au printemps et de la destratification en automne, contrairement aux flux de chaleur latente.

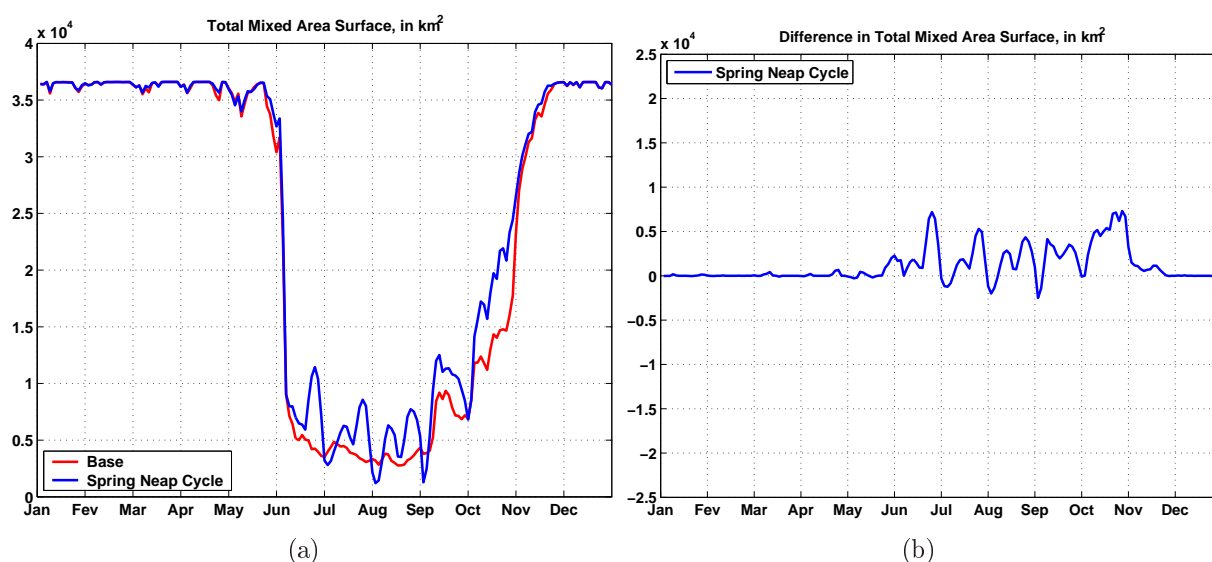
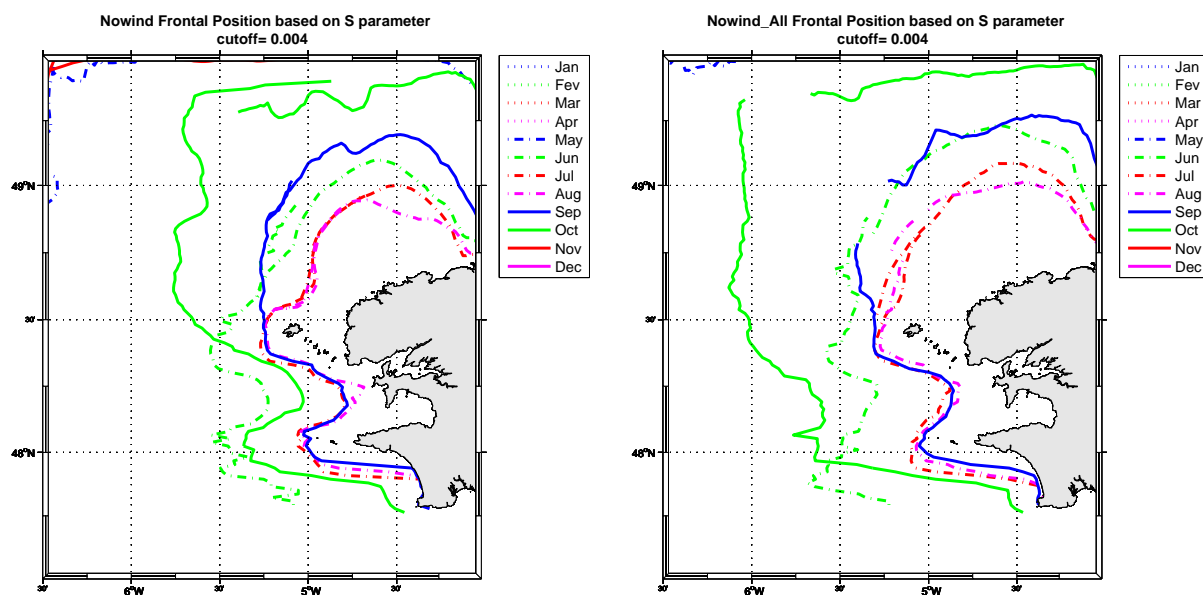


FIG. 5.18 – a) Evolution de la surface de la zone homogène au cours de l'année en Mer d'Iroise, en km² b) Différence de surface mélangée entre les simulations "SNCI" et "Base"

L'analyse des positions frontales, en moyennes mensuelles (Fig. 5.19) indique que seule la région située au Nord de Ouessant, (latitude > 48° 30') présente des différences notables avec un gain d'environ 0.25° vers le large, toutefois il est à noter que les faibles différences mises en évidence sur ces cartes moyennes peuvent être liées aux moyennes mensuelles effectuées.

Pour éclaircir ce point, les figures (Fig. 5.20, b, c, d) présentent la variabilité de la position frontale aux trois latitudes d'étude déjà considérées. Ces figures révèlent une variabilité importante, à 15 jours de la position du front induite par le cycle MEVE de marée. Cette variabilité est présente dans tout le domaine mais est maximale au Nord, qui est la région de variabilité maximale du front (Cf. 5.2). Les amplitudes des variations



(a) "Base", pas de forçage par la tension de vent, (b) "SNCI", Pas de stress en surface et pas de flux de chaleur latents et sensibles

FIG. 5.19 – Evolution de la position frontale, en moyenne mensuelle au cours de l'année. a) : simulation "Base", pas de vent, pas de cycle ME/VE, flux de chaleur journalier. b) : simulation "SNCI"

de position frontale sont comprises entre 0.6° de longitude dans le Nord d'Ouessant, en entrée de Manche, et 0.3° de longitude à la latitude de l'île de Sein, soulignant ainsi le caractère plus "variable" de la partie Nord de la mer d'Iroise. .

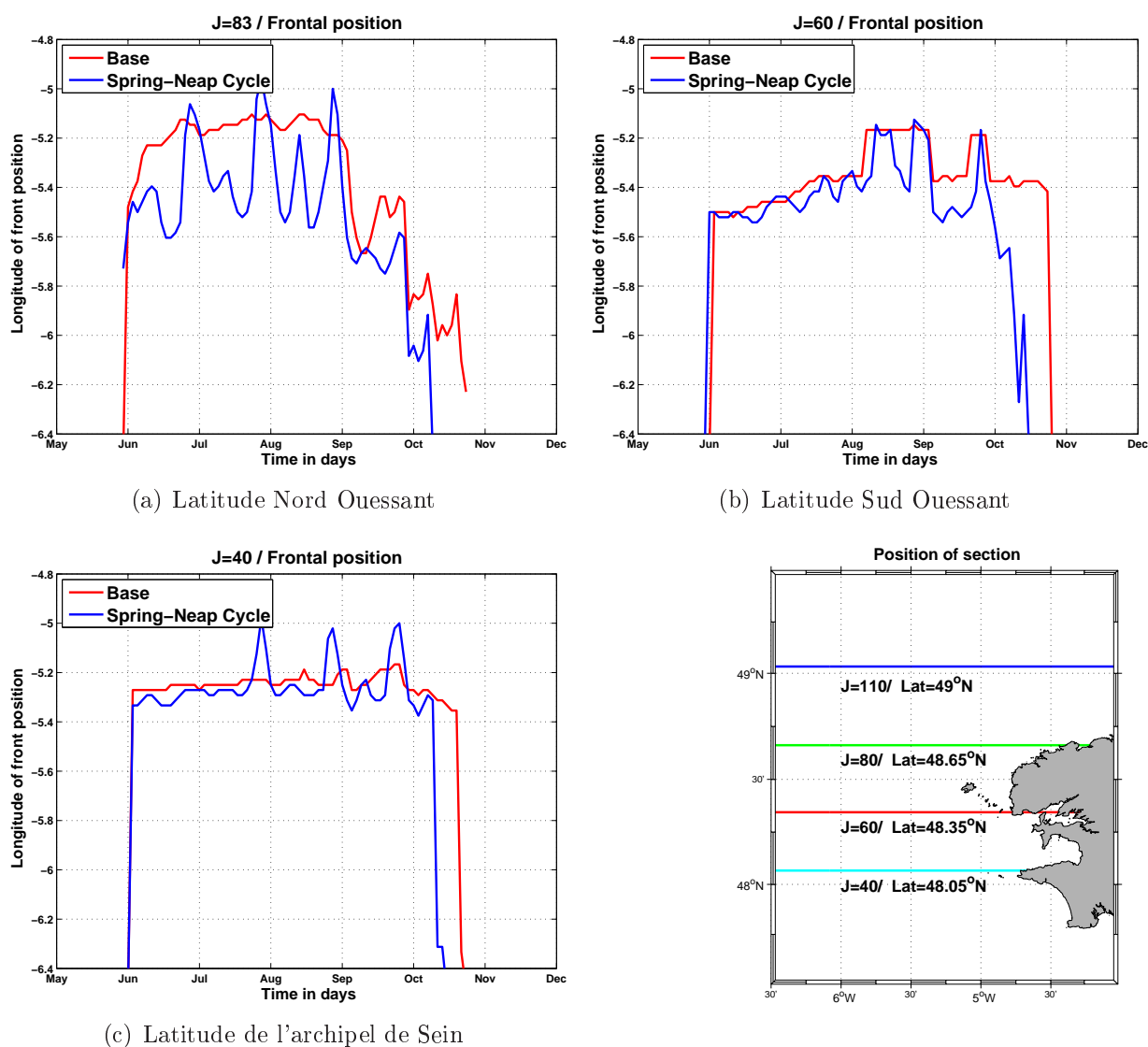


FIG. 5.20 – En rouge la position en longitude du front pour la simulation de référence, "Base", en bleu pour la simulation "SNCI". a) Latitude "Entrée de Manche", Nord du domaine, b) "Nord Ouessant", c) "Sud Ouessant" d) "Ile de Sein", Sud du domaine

Eléments de synthèses de l'étude de sensibilité

Les expériences de sensibilité menées nous ont permis d'isoler **le rôle de la tension du vent, des flux de chaleur latente et du cycle mortes-eaux/vives-eaux de marée sur l'étendue de la zone homogène, la structure 2D du front, sa variabilité ainsi que sur le déclenchement des phases de stratification au printemps et de déstratification en automne.**

Les flux de chaleur latente en devenant quasi-nuls à partir du mois de juin (voir figure 5.9) commandent le déclenchement de la phase de stratification et l'apparition du front à la fin du printemps. On observe, en l'absence de flux de chaleur latente, des différences relatives de surface homogène de l'ordre de -50% entre mi-mai et mi-juin. Durant la période de vie du front, les flux de chaleur latente n'induisent pas de variations du front significatives, par contre, à partir de la mi-octobre, de manière analogue au printemps, ce sont ces flux qui sont principalement responsables des processus d'homogénéisation de la colonne d'eau, induisant, comme en période de stratification, des écarts relatifs de surface homogène de -50% .

Sur les analyses menées, nous n'avons pas mis en avant de différences de comportement suivant la zone géographique de la Mer d'Iroise considérée, probablement en raison de la résolution spatiale assez faible des flux de chaleur utilisés comme forçage.

La tension de vent joue un rôle significatif lors de la vie du front en augmentant l'étendue de la zone homogène de manière importante, avec des augmentations de surface homogène atteignant régulièrement plus de $+100\%$. Durant la période d'existence du front (juin-mi-octobre), le rôle du vent n'est toutefois significatif que durant les mois de juin, juillet, août et septembre, on y relève alors plusieurs pics dépassant $+100\%$ d'augmentation de surface homogène, notamment en juin où un pic à $+200\%$ est enregistré (Fig. 5.22, courbe bleue). A partir de la mi-septembre, le rôle du vent devient par contre négligeable. C'est dans le Nord du domaine que les extensions vers le large ("offshore") et la variabilité du front sont les plus importants avec des avancées du front atteignant jusqu'à 0.25° . Dans le Sud du domaine, ces gains vers le large sont nettement plus faibles. Enfin, le rôle de la tension de vent lors des phases d'apparition et de destructions du front est par contre très faible.

Comme la tension de vent, **le cycle de marée ME/VE** joue un rôle significatif en augmentant de manière significative l'étendue de la zone homogène, lors de la période d'existence du front. Néanmoins, par rapport à la tension de vent, le cycle MEVE induit une variabilité du front nettement plus importante, avec des différences relatives de surface

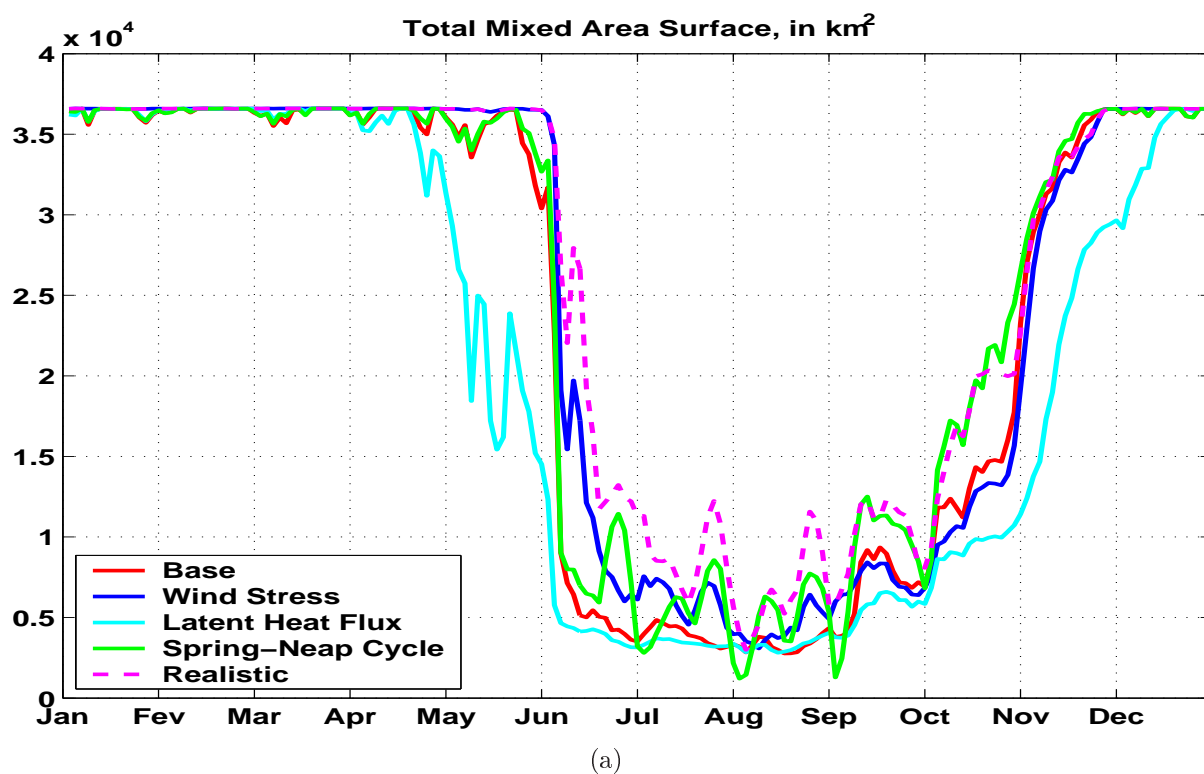


FIG. 5.21 – Evolution de la surface de la zone homogène au cours de l'année en Mer d'Iroise, en km^2 , pour les différentes expériences de l'étude de sensibilité.

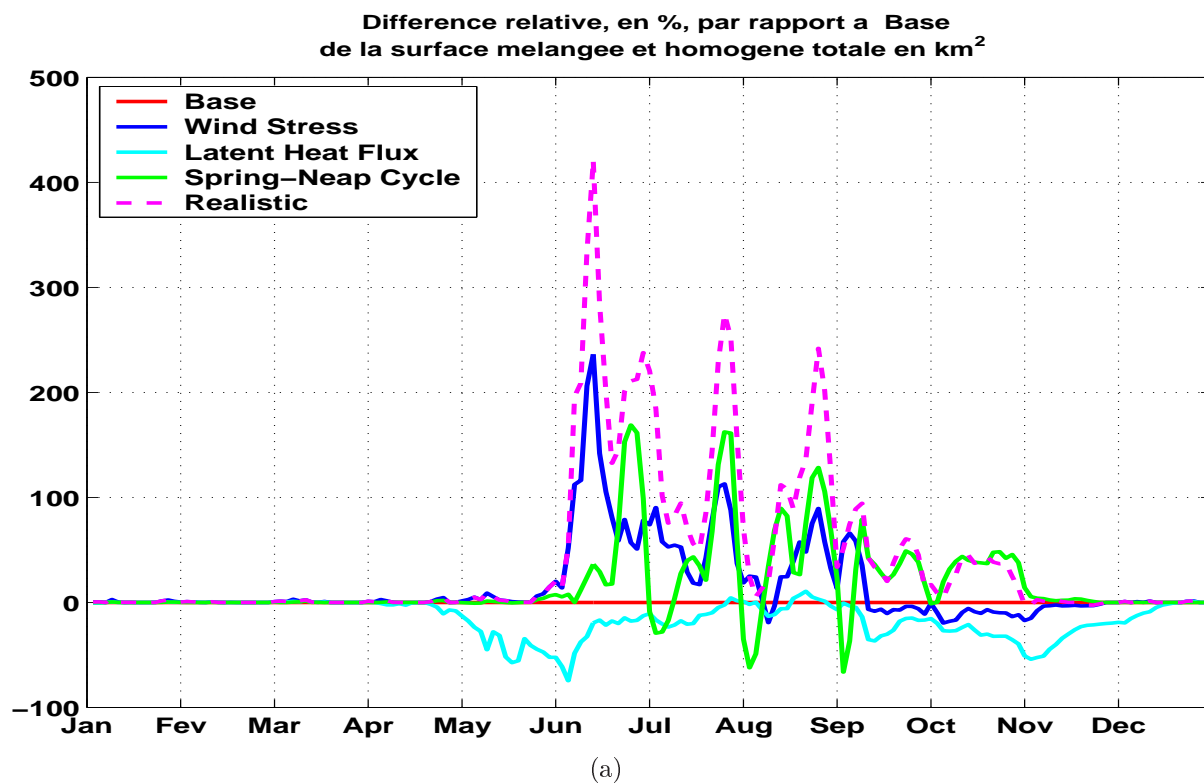


FIG. 5.22 – Différence relative par rapport à la simulation "Base" de la surface mémangée km^2 des différentes expériences de l'étude de sensibilité

homogènes oscillant entre +150% et -50% et une période de 15 jours (courbe verte, Fig. 5.22).

C'est dans le Nord du domaine que les écarts de positions du front sont maximales, l'ordre de $+0.5^\circ$. En revanche, le cycle ME/VE n'a pas ou peu d'impact sur la phase d'apparition et de destruction du front en juin et octobre.

Conclusion

Dans ce chapitre concernant le comportement et la variabilité saisonnière du front d'Ouessant, nous avons été amené à étudier et considérer plusieurs points :

- D'abord, nous avons évalué la validité du critère de Simpson-Hunter dans sa version originale de 1974 et nous avons mis en avant ses performances mais aussi les zones où il présentait des "erreurs" par rapport à notre simulation numérique.
- Nous avons ensuite mis en place une méthodologie diagnostique robuste nous permettant la détection et le suivi du front d'Ouessant au cours de l'année.
- Suite à cela, nous avons mené une étude sur l'impact des forçages air-mer et tidaux sur la variabilité du front et sa structure. Pour cela, nous avons analysé les positions frontales et la surface de la zone homogène. Ces travaux ont mis en évidence la difficulté d'isoler le rôle d'un forçage par rapport à un autre sur le comportement et l'évolution du front. Ils ont aussi permis de mettre en évidence le rôle important joué par les flux de chaleur latente sur le front.
- Ces travaux d'analyse nous ont également amenés à présenter une interprétation du comportement général du front (position, phase d'apparition et de disparition, variabilité, différence de comportement selon la région) en termes de processus de fusion/séparation des couches de mélange de surface (CMS) et de fond (CMF).
- Une étude de sensibilité a ensuite été mise en place de manière à séparer le rôle des forçages air-mer (tension de vent et flux de chaleur latente) du rôle joué par les forçages tidaux et plus particulièrement du cycle Mortes-eaux/Vives de marée sur le comportement du front. Cette étude de sensibilité nous a permis de quantifier le rôle de ces forçages, les résultats obtenus ont été présentés précédemment (Cf section 5.3).
- De manière plus générale, les résultats obtenus confirment ceux obtenus

par Simpson et Bowers (Simpson et Bowers, 1981). En effet, ils soulignent le rôle prépondérant des forçages tidaux sur le comportement général du front, sa structure spatiale et sa variabilité. Néanmoins, nos résultats soulignent aussi le rôle non négligeable joué par les flux de chaleur latente lors des phases d'apparition et de disparition du front, au printemps et à l'automne.

- En termes de perspectives, ces travaux suggèrent, concernant le rôle des forçages air-mer, que l'utilisation de forçages à plus haute résolution spatio-temporelles permettrait d'apporter de nouveaux éléments de compréhension concernant la dynamique et la sensibilité du front et confirment la pertinence d'étude de type "modélisation couplée océan-atmosphère" (Müller *et al.*, 2007).

Après avoir effectué ces travaux concernant le rôle des forçages externes (tidaux et air-mer) sur le comportement général du front et plus particulièrement sa variabilité et son cycle de vie, nous allons chercher à étudier et à quantifier l'impact de la variabilité du front et les rôles respectifs joués par les forçages sus-cités sur **l'export de masse depuis la zone mélangée et homogène vers la zone stratifiée.**

Ces travaux s'insèrent dans un cadre d'études amont à finalités biogéochimiques et feront l'objet du chapitre suivant concernant les "*Echanges cross-frontaux en mer d'Iroise*".

Chapitre 6

Echanges cross-frontaux en mer d'Iroise

6.1 Introduction et Problématique

Nous avons vu précédemment que les différents forçages externes agissent de manière différente sur la position du front et sa variabilité. Ces zones frontales sont des lieux de fortes productions primaires car elles permettent la rencontre de masses d'eau aux propriétés différentes.

En zone homogène, la colonne d'eau est riche en nutriments mais la production primaire est limitée par un faible temps d'exposition des particules à la lumière, on parle alors de "limitation par la lumière". Les zones situées plus au large, en surface, dans la couche euphotique ne sont quant à elles pas limitées par la lumière mais elles sont faiblement alimentées en nutriments et la production primaire y est alors limitée par le faible taux de nutriments. Au niveau des fronts, ces deux facteurs limitant disparaissent, en faisant une région sujette à d'importantes productions primaires.

L'export de particules, depuis la zone homogène, riche en nutriments, vers la zone stratifiée, non limitée en lumière, va donc constituer le moteur de l'alimentation des couches euphotiques et va contrôler les développements phytoplanctoniques importants observés. Une première approche consiste alors à évaluer les transports de masse depuis la zone homogène vers la zone stratifiée.

Dans ce dernier chapitre, nous proposons une méthode pour quantifier ces exports cross-frontaux à l'aide d'analyses lagrangiennes permettant de suivre les particules d'eaux dans le modèle numérique. Nous présentons les premiers résultats obtenus en mer d'Iroise au cours du mois d'août 2003.

Ce chapitre s'articule de la manière suivante : d'abord, nous présentons l'outil de suivi lagrangien utilisé : ARIANE, puis les différentes spécificités de notre étude : pré-traitements nécessaires aux diagnostics lagrangiens, caractéristiques des simulations trai-

tées et zone géographique considérée.

Dans une seconde partie, les analyses menées sont détaillées. Nous y présentons les travaux de **validation** menés. **Les tests de sensibilité à plusieurs paramètres critiques** des expériences lagrangiennes sont ensuite effectués. Enfin des expériences tentant de mettre en évidence le rôle de la tension de vent ainsi que celui du cycle mortes-eaux/vives-eaux¹ sont présentées et discutées.

Pour conclure cette partie, une vision bidimensionnelle synthétique des exports cross-frontaux, pour la simulation de référence est décrite ainsi que les "canaux" d'exports cross-frontaux observés.

Les conclusions de ces travaux sur l'évaluation et la localisation des exports de masse cross-frontaux sont enfin en indiquant les points nécessitant des travaux supplémentaires ainsi que perspectives envisageables à de telles études sont enfin présentés.

6.2 Technique de suivi lagrangien

6.2.1 Description générale de l'outil ARIANE

Ces analyses sont effectuées avec l'outil de suivi de lagrangien ARIANE², (Blanke *et al.*, 2001; Blanke et Raynaud, 1997) développé par B. Blanke et N. Grima, au Laboratoire de Physique des Océans. Ces techniques d'analyses lagrangiennes ont été développées à l'origine pour des modèles en coordonnées z mais sont aujourd'hui également employées avec des modèles en couches et notamment ROMS (Doglioli *et al.*, 2007). Elles ont été utilisées dans de nombreuses configurations : circulations grandes-échelles (échelles globales et inter-bassins) (Speich *et al.*, 2001; Blanke *et al.*, 2001, 2002), circulations plus régionales (Blanke *et al.*, 2002) mais également pour des études de processus physique (Friocourt *et al.*, 2005).

Cette technique de suivi lagrangien repose sur un algorithme de conservation de la masse proposé par Blanke et Raynaud (1997). Une masse d'eau est ainsi représentée par un grand nombre de particules qui sont advectées et auxquelles sont affectées un débit infinitésimal. Pour représenter le transferts d'une masse d'eau, les particules sont **injectées** selon des sections géographiques et sont **intégrées** dans le temps jusqu'à ce qu'elles atteignent une autre section d'interception ou une durée d'intégration donnée.

Ces suivis lagrangiens peuvent être effectués en même temps que l'intégration du modèle (intégration "online") ou à partir des champs archivés ("intégration offline"). Bien que les trajectoires et analyses lagrangiennes déduites de l'intégration "online" soient les trajectoires idéales (elles sont obtenues avec toute la richesse du modèle), leur calcul est

¹également noté cycle MEVE par la suite

²consultable sur les pages : <http://www.univ-brest.fr/lpo/ariane>

moins flexible que celles déduites des intégrations "offline" qui ne requiert pas de nouvelles simulations. C'est ce type d'intégration lagrangienne "offline" que nous avons effectuée dans cette étude.

6.2.2 Spécificités et mise en oeuvre de notre étude

Dans notre étude, nous souhaitons mesurer les débits associées aux transferts s'effectuant depuis la zone homogène vers la zone stratifiée, les débits de ces transferts représentent alors les transports cross-frontaux, dénommés ici **exports cross-frontaux**.

Pour traiter ce problème d'export de masse à travers le front, nous avons commencé par définir la bande de latitude ainsi que la frontière Ouest de notre domaine d'étude. Nous avons choisi d'étudier la bande de latitude comprise en 48° N et 49° N et de fixer la frontière Ouest à 6° W.

La frontière est ensuite définie par la ligne frontale définie à l'aide du paramètre **S** déjà présenté dans le chapitre 3. Cette frontière est définie à chaque sortie du modèle et constitue ainsi une **frontière mouvante**. Ces 4 frontières définissent alors le domaine d'étude présenté (Fig. 6.1).

L'une des spécificités de notre étude est que **l'injection des particules se fait au niveau de la section frontale mouvante**. Ce type d'injection permet de rendre compte des exports de masse **cross-frontaux advectifs** ainsi que des exports **cross-frontaux** dus à la **"respiration du front"**.

Les **flux cross-frontaux advectifs** correspondent en effet aux particules qui passent, sous l'action des courants, de part et d'autre du front, considéré comme "fixe".

Les autres **flux cross-frontaux**, dus à la **"respiration du front"**, correspondent aux particules qui, indépendamment de la circulation, peuvent, suivant l'instant considéré, passer d'un côté à l'autre du front en raison de ses déplacements. Dans nos analyses ARIANE, ces deux catégories de flux cross-frontaux sont prises en compte mais nous ne les avons pas séparées dans nos calculs.

Dans les expériences ARIANE réalisées, après leurs injections au niveau de la ligne frontale (courbe rouge, section 1, Fig. 6.1), l'intégration lagrangienne est enclenchée et les particules sont advectées par les champs de courants archivés jusqu'à ce qu'elles vérifient **un critère d'arrêt**.

Ces critères d'arrêt sont de trois types : soit les particules atteignent une section d'interception géographique, on parle alors de **critère géographique**, soit elles atteignent un âge maximal, c'est le **critère temporel**. Enfin, l'interception des particules par la section frontale d'injection (section 1, Fig. 6.1) constitue le dernier type de critère d'arrêt,

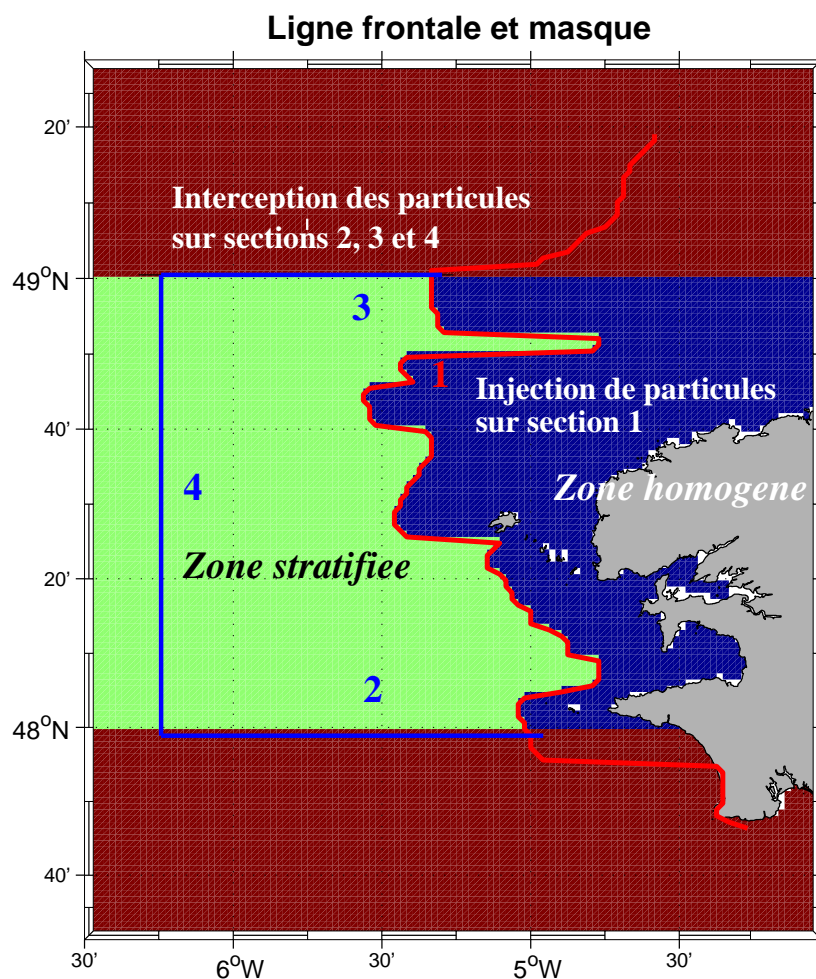


FIG. 6.1 – Exemple de masque et de ligne frontale, au début du mois de juillet. La ligne rouge représente la position frontale définie à partir du paramètre S .

les particules sont alors dites "reprises" par le front. Imaginons des particules se trouvant en zone stratifiée à l'instant t , la section frontale étant mouvante, si elles se retrouvent en zone homogène à l'instant $t + 1$, elles sont arrêtées par ce dernier critère "frontal".

La durée d'injection a été fixée à deux cycles de marée M2, soit 24 heures et 46 minutes. Deux paramètres importants des expériences lagrangiennes menées sont la date d'injection des particules et la durée d'intégration maximale des particules. Ces deux paramètres ont été testés et les résultats sont présentés par la suite.

Enfin, compte tenu de ce type d'injection, nous avons besoin d'un échantillonnage précis du cycle de marée haute fréquence. Pour cette étude, la fréquence d'archivage des simulations a ainsi été fortement augmentée passant de 2 jours à 2 heures durant le mois d'août étudié.

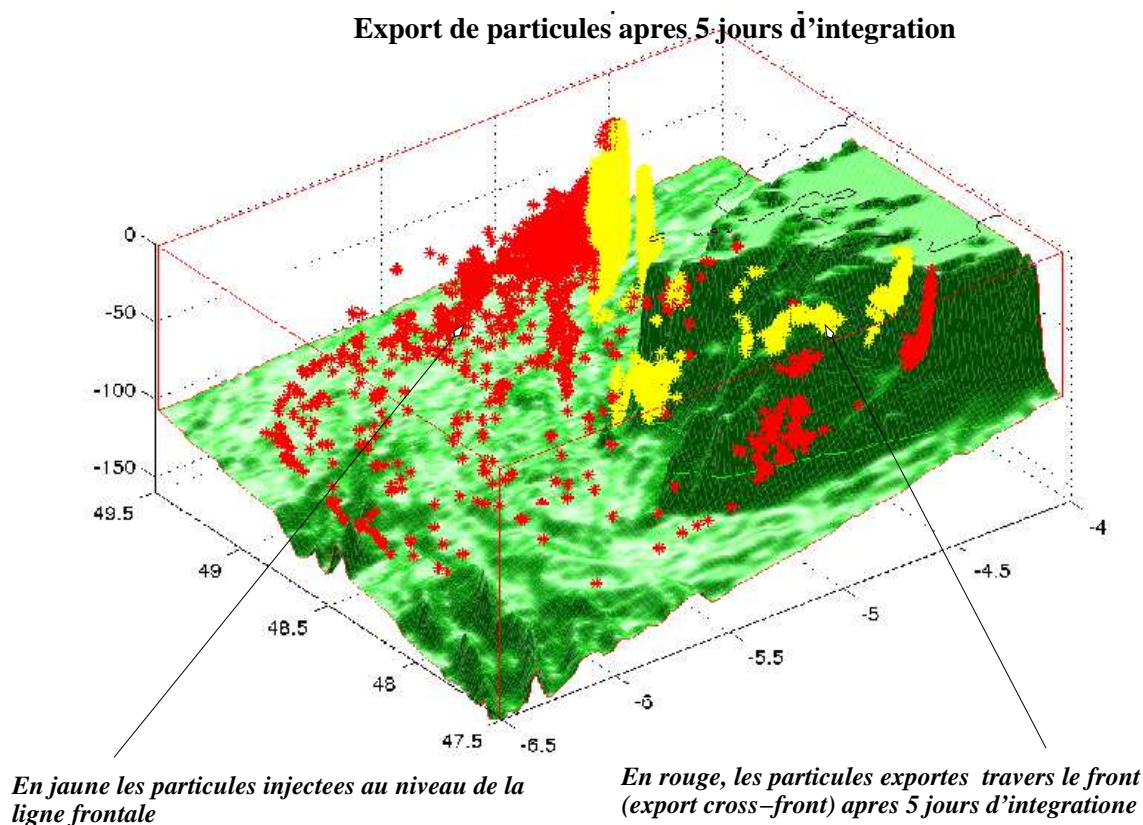


FIG. 6.2 – Visualisation 3D des expériences lagrangiennes ARIANE menées. En jaune, les particules injectées le long du front. En rouge, les particules exportées vers la zone stratifiée, au large, en fin d'expérience.

Précisions sur les objectifs de l'étude

Globalement, ce chapitre vise à l'évaluation des exports de masses cross-frontaux dans le but de mieux comprendre les processus régulant l'alimentation des eaux de la région stratifiée par les eaux de la zone homogène et d'en évaluer l'intensité en terme de débits. Dans ce cadre, nos travaux vont se focaliser sur quelques points plus précis :

- la localisation des zones du front d'où l'export cross-frontal, vers la zone stratifiée, se fait de manière privilégiée.
- la sensibilité de ces exports à la date d'injection et à la durée d'intégration.
- la sensibilité de ces exports au forçage par le vent et au cycle de marée morte-eaux/vives-eaux.
- enfin, la présentation d'une vision synthétique 2D de la distribution de ces débits cross-frontaux, le long du front

6.3 Exports cross-frontaux diagnostiqués

6.3.1 Validations des expériences lagrangiennes

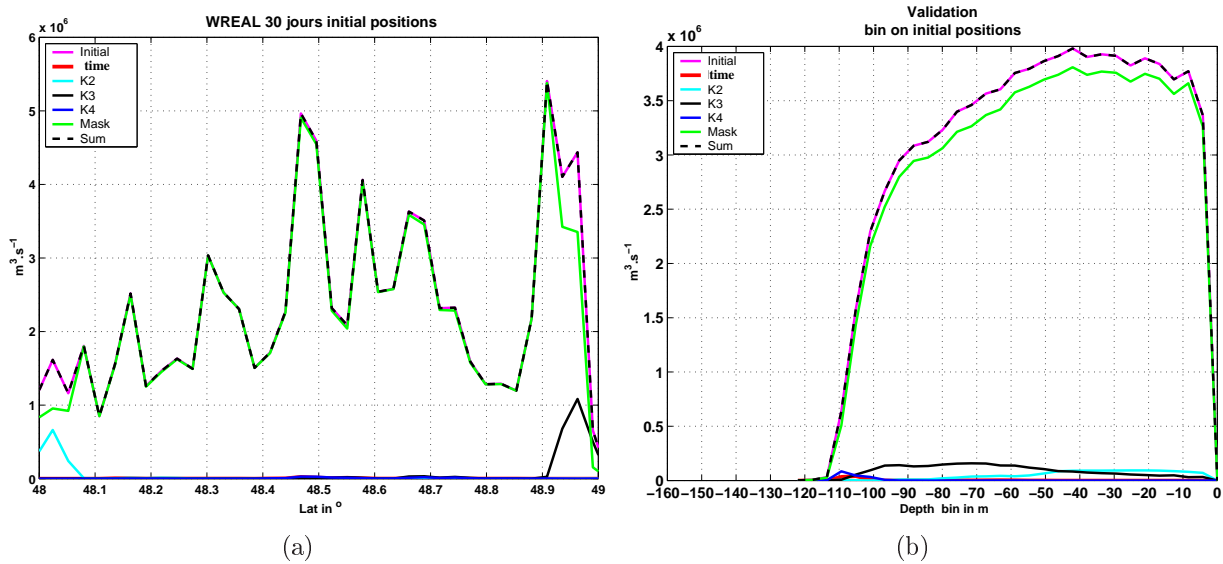


FIG. 6.3 – Distribution des différentes catégories de particules suivant leurs critères d'arrêt et selon leurs positions initiales lors de leurs injections. a) Distribution selon la latitude. b) Distribution selon la profondeur.

Nous présentons la validation de nos expériences ARIANE. Cela consiste à vérifier que les particules injectées au niveau du front ont effectivement toutes été suivies et interceptées par l'un des critères d'arrêt, qu'il soit géographique, temporel ou "frontal". Ces validations (Fig. 6.3, a et b) présentent les débits associés aux différents transferts, distribués selon leurs positions initiales d'injection le long du front. Ces débits, calculés en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, sont les suivants :

- **Initial** : débits associés aux particules injectées sur la limite frontale.
- **K2, K3, K4** : débits associés aux particules interceptées par les sections géographiques 2, 3 et 4
- **Mask** : débits associés aux particules "reprises" par le front, qui ont été interceptées par la section 1 frontale.
- **time** : débits associés aux particules qui sont arrêtées par le critère temporel alors qu'elles sont dans le domaine d'étude.
- **Sum** : somme des débits associés aux différentes particules, interceptées par l'un des trois types de critère d'arrêt.

La validation consiste ainsi à vérifier que les courbes **Sum Initial** sont identiques.

Les particules considérées comme exportées sont celles qui quittent la zone homogène et sont transférées vers le large. Elles sont constituées :

- des particules interceptées par la section Ouest, K_4
- des particules interceptées par les sections 2 et 3, au delà d'une certaine longitude, définie ici à $5.5^\circ W$. Elles seront étiquetées K_{2L} et K_{3L} .
- des particules interceptées par le critère temporel, c'est-à-dire toujours dans le domaine en fin d'intégration, ce sont les particules étiquetées **time**.

Les figures (Fig. 6.3, a et b) indiquent que toutes les particules sont suivies et interceptées. Elles montrent aussi que la grande majorité des particules injectées sont "reprises" par le front et que **les particules considérées comme exportées ne représentent qu'une très faible partie des particules initialement injectées**. Les variations observées selon la latitude et la profondeur sont dues au fait que les débits injectés au niveau du front sont variables, ils dépendent en effet de la profondeur mais aussi de l'amplitude de déplacements du front.

Les figures (Fig. 6.4, a et b) présentent la distribution en latitude des débits exportés **en fonction de leurs positions initiales, en noir** et en fonction de **leurs positions finales, en rouge**, après respectivement 5 (a) et 20 jours d'intégration. Sur ces courbes, on note le décalage vers le Nord de la distribution des particules exportées entre le début et la fin de l'intégration. Après 20 jours, les particules ont quasiment toutes été interceptées à la section 2. Ce mouvement résiduel des particules, du sud vers le Nord est en effet accord avec la circulation résiduelle dans la zone et ceci contribue à valider nos expériences.

Les figures (Fig. 6.4, c et d) décrivent ce même type d'analyse selon la profondeur. Il apparaît que plus l'intégration est longue, plus l'export cross-frontal se fait en profondeur, se stabilisant vers 80 mètres de fond.

6.3.2 Sensibilité des exports cross-frontaux aux paramètres des expériences lagrangiennes : dates d'injection et durée d'intégration

Le choix des différentes dates d'injection de particules lagrangiennes s'est appuyé sur les dates de mortes-eaux et vives-eaux ainsi que sur l'analyse de la variabilité de la position du front durant le mois d'août étudié. En effet, nous souhaitons effectuer des expériences avec des conditions de marée bien distinctes, l'une en période de vives-eaux et l'autre en période de mortes-eaux. Pour nos analyses de sensibilité, nous avons choisi comme dates d'injection le 1^{er} août, en mortes-eaux, le 9 août, en vives-eaux (Fig. 6.5) ainsi que le 15 août. Cette dernière a été choisie car elle réunissait un minimum de vives-eaux et une position du front vers le large maximale (Fig. 6.6). Pour chaque date d'injection, nous avons effectué des intégrations lagrangiennes de différentes durées s'étalant entre 5 et 30 jours. Ces différentes expériences ARIANE sont résumées dans le tableau (Tab. 6.1).

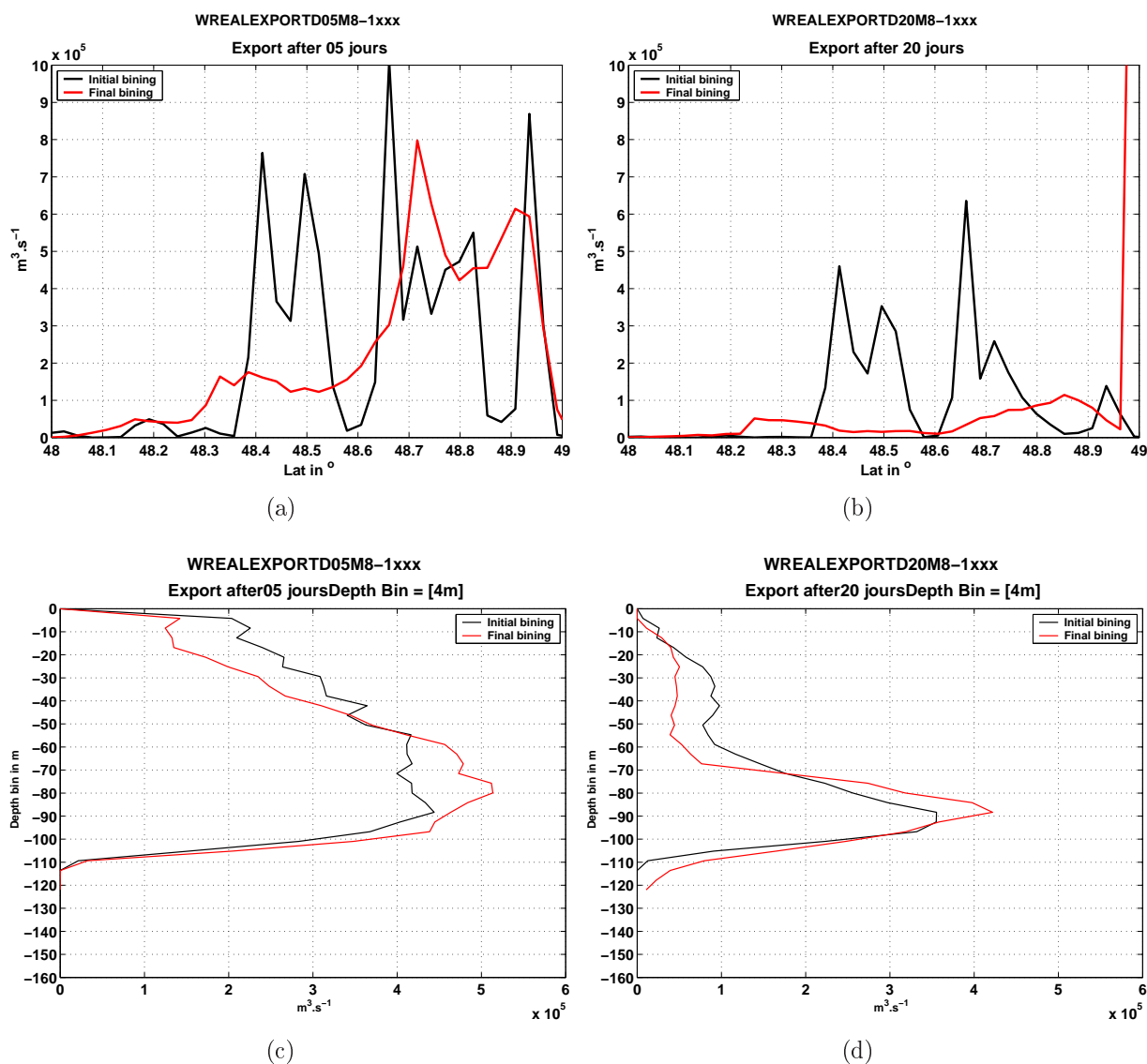


FIG. 6.4 – Distribution des débits (en $m^3 \cdot s^{-1}$) exportés selon la position initiale (noir) et selon la position finale (rouge). En a) selon la latitude, après 5 jours d'intégration lagrangienne, en b) selon la latitude, après 20 jours, en c) selon la profondeur, après 5 jours d'intégration, en d) selon la profondeur, après 20 jours d'intégration

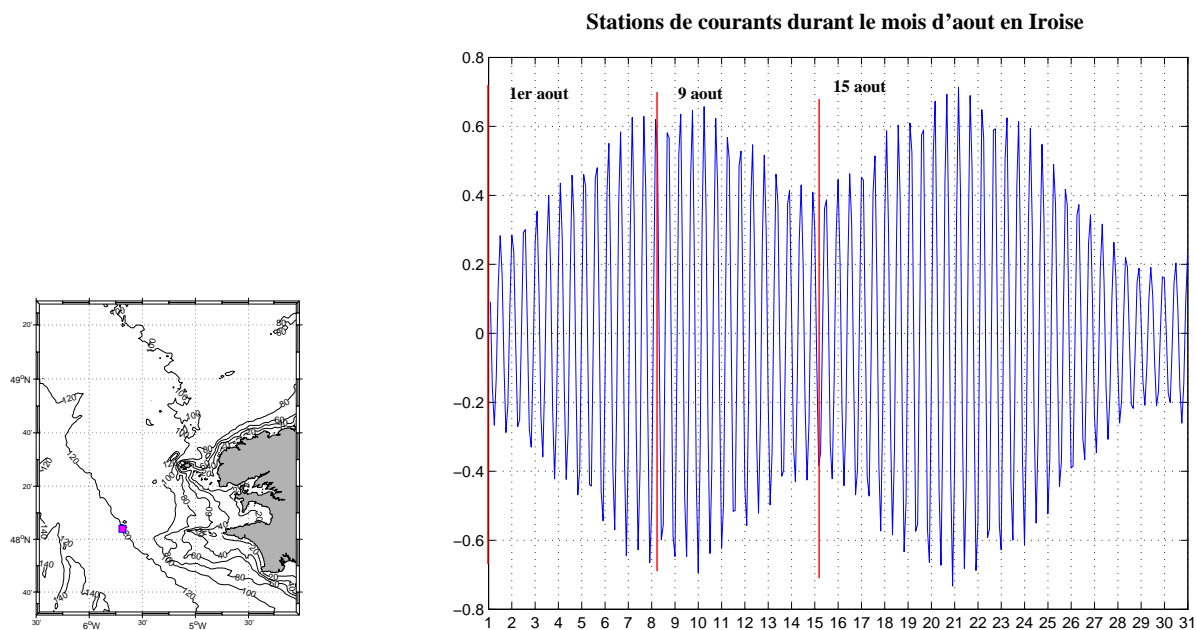


FIG. 6.5 – Station de courant en mer d'Irlande durant le mois d'août. Le 1^{er} août, on est au minimum de mortes-eaux, le 9 août on est au maximum de vives-eaux, le 15 août on est de nouveau à un minimum de mortes-eaux.

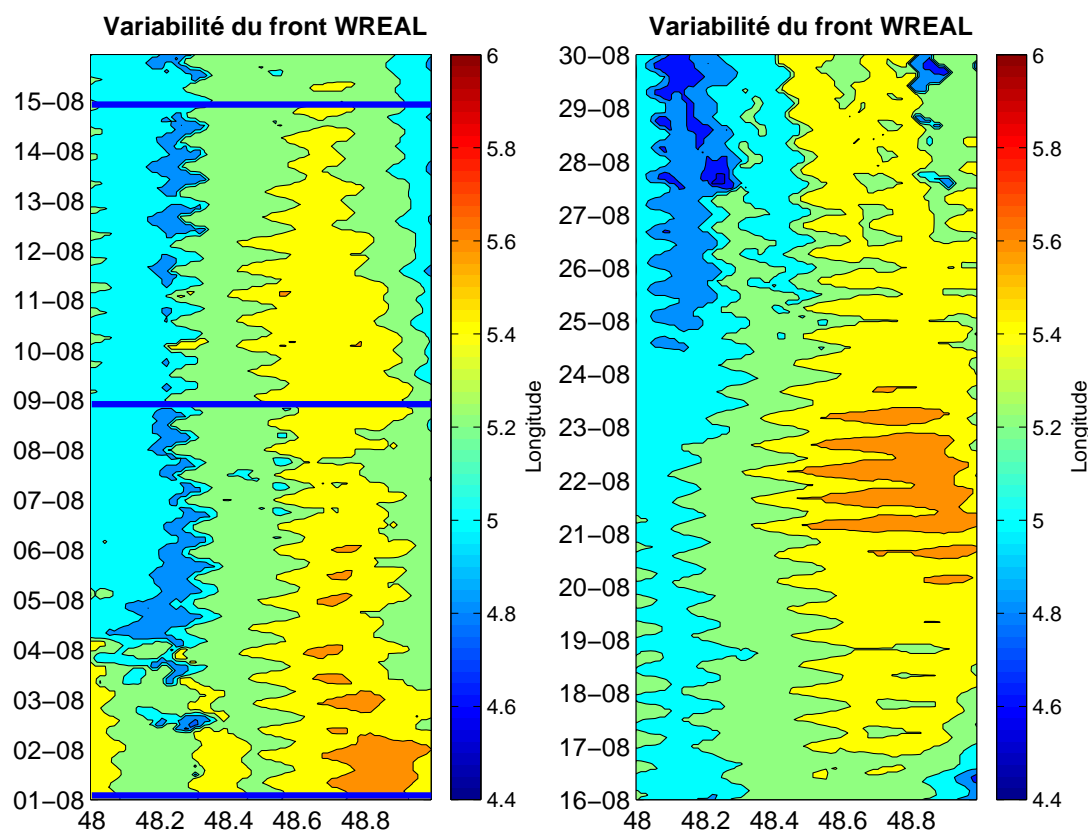


FIG. 6.6 – Hoevmuller de la position frontale, déduite du paramètre S , au cours du mois d'août. Les lignes bleues sur le graphe de gauche présentent les dates d'injections.

Dates d'injection des particules	Durée d'intégration
01 Août	05, 10, 15, 20, 25 et 30 jours.
09 Août	05, 10, 15, 20, 25 et 30 jours.
15 Août	05, 10, 15, 20, 25 et 30 jours.

TAB. 6.1 – Expériences de sensibilité menées pour l'étude de la sensibilité des exports cross-frontaux à la date d'injection des particules et à la durée des intégrations lagrangiennes.

Ces expériences de sensibilité sont présentées sur les figures (Fig. 6.7). Sur chaque graphe, une période d'injection est présentée, avec les différentes durées d'intégration. Sur la colonne de gauche, les distributions des exports, selon la latitude à l'instant initial, sont présentées. Sur la colonne de droite, ce sont les distributions selon la profondeur, à l'instant initial.

Les transports vont en décroissant selon la durée d'intégration, confirmant ainsi la validité de nos calculs. En effet, plus l'intégration est longue, plus le nombre de particules reprises par le front est important, le nombre de particules étiquetées **time** tend donc à diminuer, induisant ainsi une diminution du nombre total de particules exportées. Les flux cross-frontaux exportés tendent néanmoins à atteindre leurs équilibres au bout de **10-15** jours d'intégration, donnant ainsi une échelle de temps caractéristique d'intégration lagrangienne pour la suite.

La distribution des particules exportées apparaît **robuste selon la durée d'intégration**, hormis peut être pour l'intégration de 5 jours. En revanche, il ressort clairement **une très grande sensibilité à la date d'injection du transport cross-frontal et de sa distribution initiale, le long du front, en latitude et profondeur.**

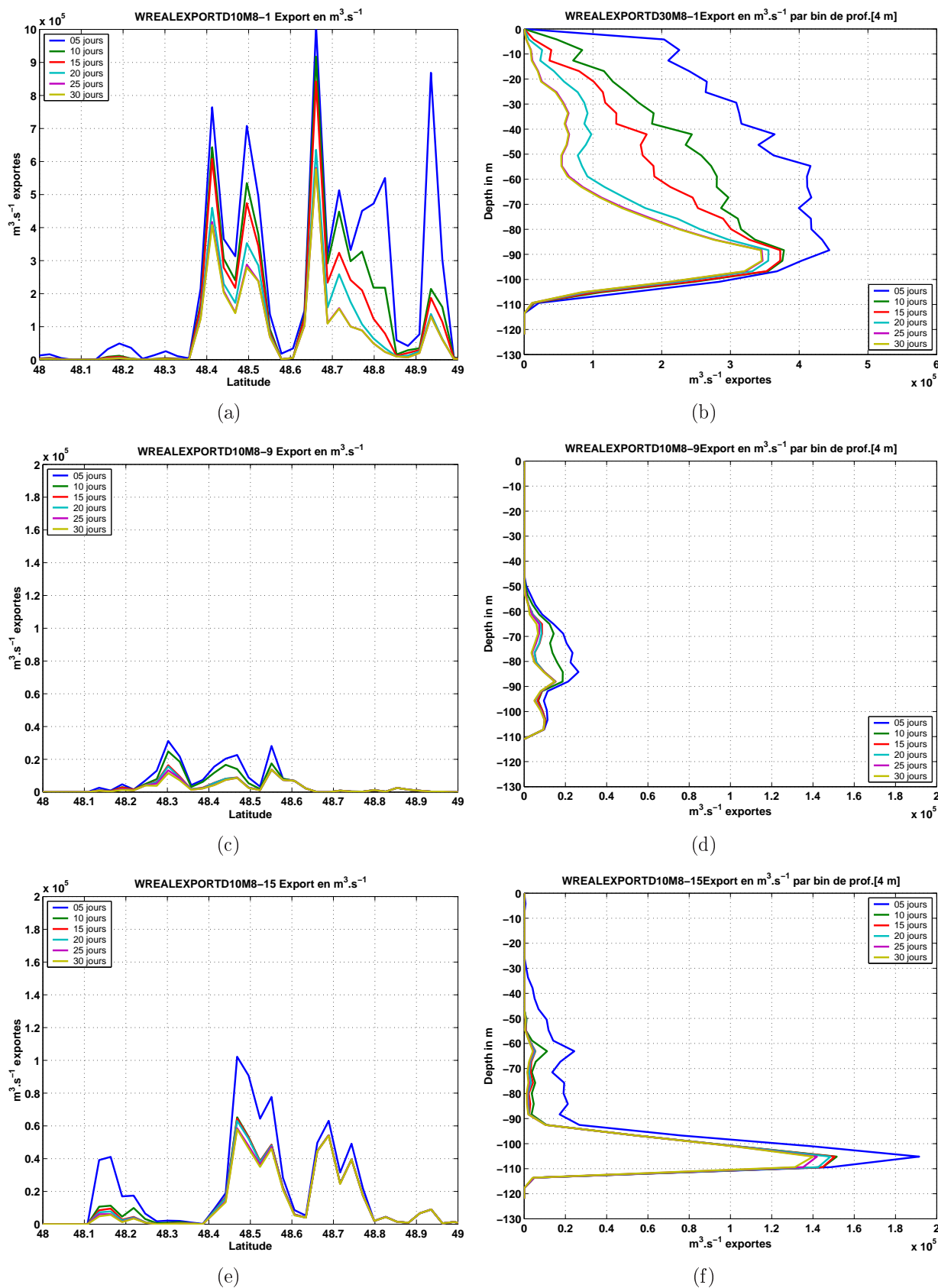


FIG. 6.7 – Courbes d’export cross frontaux, en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, selon la latitude d’injection (instant initial) (colonne de gauche : a, c, e) et selon la profondeur d’injection (instant initial) (colonne de droite : b, d, f), pour les différentes durées d’intégration : 5, 10, 15, 20, 25 et 30 jours. a et b) : Injection des particules, pendant une journée, **au 1 août**. c et d) : Idem **au 9 août**. e et f) : Idem **au 15 août**. Attention à l’échelle pour les figures a) et b)

6.3.3 Sensibilité des exports au cycle de marée morte-eaux/vives-eaux et à la tension de vent

Nous venons de voir que les exports cross-frontaux mesurés sont très sensibles à la date d'injection des particules, les causes pouvant entraîner une telle sensibilité sont les forçages synoptiques de marée et vent. Pour tenter d'analyser et de comprendre le rôle de ces forçages sur l'export cross-frontal, nous avons réalisé différentes simulations et analyses lagrangiennes en variant les forçages de vent et de marée. Toutefois, afin de limiter le nombre de cas d'analyses, et compte tenu des tests de sensibilité aux paramètres "date d'injection" et "durée d'intégration" présentés précédemment, nous avons fixé la durée d'intégration à **10 jours**, celle-ci étant représentative du comportement général des exports cross-frontaux (Fig. 6.7). Le jeu de simulations effectuées et analysées avec ARIANE est présenté tableau (Tab. 6.2).

RUN	Forçages
NW12	pas de tension de vent et onde de marée de période 12 heures exactement
W12	tension de vent journalière et onde de marée de période 12 heures exactement
NWREAL	pas de tension de vent et signal de marée total
WREAL : Référence	tension de vent journalière, signal de marée total

TAB. 6.2 – Simulations analysées avec ARIANE pour l'étude de l'impact du vent et du cycle de marée mortes-eaux/vives-eaux sur l'export cross-frontal en mer d'Iroise.

Les figures (Fig. 6.8) présentent les comparaisons de flux exportés pour les différentes simulations du tableau (Tab. 6.2). La colonne de gauche représente les distributions selon la latitude, aux différentes dates d'injection (a, c et e) et la colonne de droite représentent les distributions selon la profondeur. On retrouve la très grande sensibilité à la date d'injection évoquée dans la section précédente. Les tendances observées avec une injection de particules au 1er août sont très différentes de celles observées si l'injection est effectuée le 9 ou le 15 août.

La comparaison entre les simulations **NW12** et **W12** nous renseigne sur l'impact du vent. Pour les injections au 9 et 15 août, dans le cas **NW12**, le front a tendance à se rapprocher de la côte et les particules injectées ne sont donc pas recapturées par le front. Dans le cas de la simulation **W12**, celui-ci s'éloigne vers le large. Lors de ce décalage, **les particules sont rattrapées par le front et ne contribuent dès lors plus à l'export**. Ce comportement est nettement visible dans le Nord du domaine d'étude, notamment dans

la bande de latitude comprise entre 48.7° N et 49° N où l'on note des exports plus faibles avec vent que sans Fig. 6.8. Dans le cas de l'injection au 1^{er} août, il est plus hasardeux d'exposer un raisonnement, le décalage du front vers le large en présence de vent étant moins clair.

Il semble que le vent, en induisant des décalages de la position du front vers le large, a plutôt tendance à induire des diminutions d'exports cross-frontaux. Ces résultats demandent bien évidemment à être confirmés et il serait intéressant de pouvoir faire des expériences avec différents scénarios de vent (différentes directions de vent et durée de forçages).

La comparaison des simulations **NW12** et **NWREAL** est sensée mettre relief le rôle joué par le cycle de marée mortes-eaux/vives-eaux. Sur les figures (Fig. 6.9, a et c), on voit que les positions et la variabilité du front sont très semblables dans la première partie du mois d'août (entre le 1^{er} et le 10). Par contre, après cette date, dans le cas **NWREAL**, la position du front se situe plus au large et ceci jusqu'au 25 août. A ces latitudes, les exports plus faibles enregistrés dans la bande de latitude 48.7° N - 49° N, dans le cas **NWREAL** pourraient ainsi s'expliquer, comme dans le cas du vent, par un décalage du front vers le large plus important.

A l'inverse, il apparaît qu'autour de la latitude 48.5° N, lors de l'injection du 15 août, la simulation **NWREAL** présente des exports largement supérieurs à la simulation **NW12**, ceci pouvant s'expliquer par des courants de marée plus intense mais une position du front semblable (comparaisons (Fig. 6.9 a et c), à 48.5° N), la contribution advective des exports cross-frontaux (cf 6.2.2) apparaissant alors prépondérante.

Ces analyses sont assez succinctes et à ce stade de l'étude de plus amples analyses sont bien évidemment nécessaires pour fournir des explications "solides" concernant le rôle du cycle de marée Morte-eaux/Vives-eaux sur les exports cross-frontaux.

Concernant la distribution selon la profondeur (à l'injection), les courbes (Fig. 6.8, colonne de droite) ne nous permettent pas non plus de conclure sur les rôles de l'un ou l'autre des forçages étudiés, toutefois la gamme de profondeur d'export cross-frontal privilégiée semble se situer entre 60 et 80 mètres.

Les explications fournies ici permettent d'expliquer partiellement les résultats obtenus mais de nombreux points restent à éclaircir. **Ce type d'études et d'analyses apparaissent ainsi particulièrement délicates à analyser compte tenu de la sensibilité des résultats et des multiples degrés de liberté des paramètres expérimentaux. Des travaux supplémentaires seront donc nécessaires pour dégager des comportements robustes des exports cross-frontaux en fonction des forçages imposés et ces premières analyses sont à considérer comme des illustrations d'études futures.**

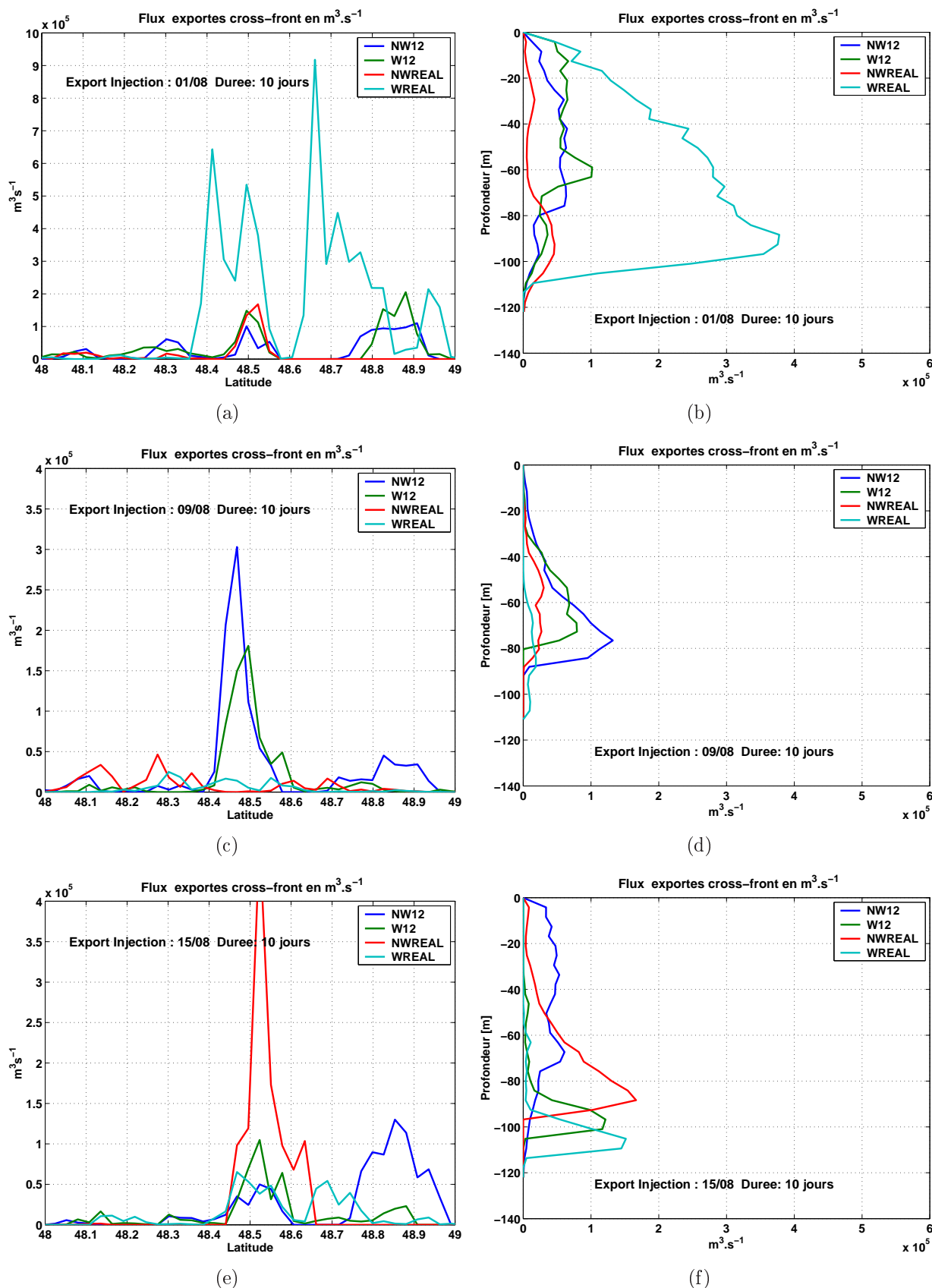
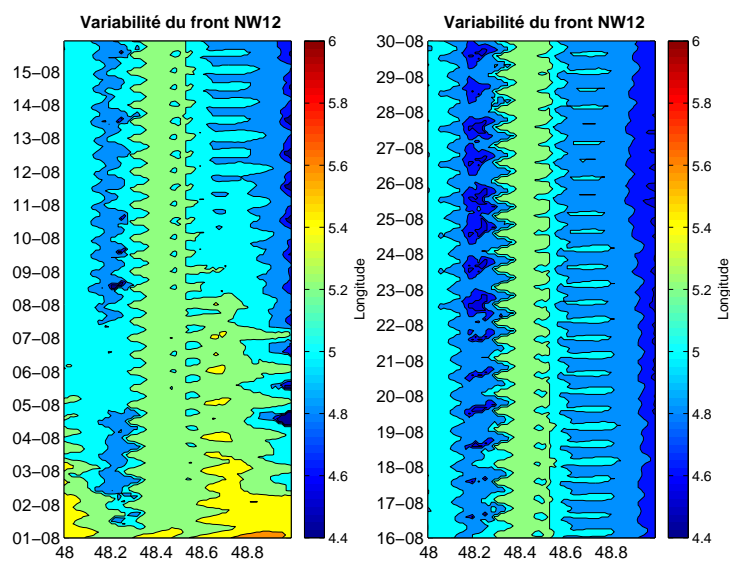
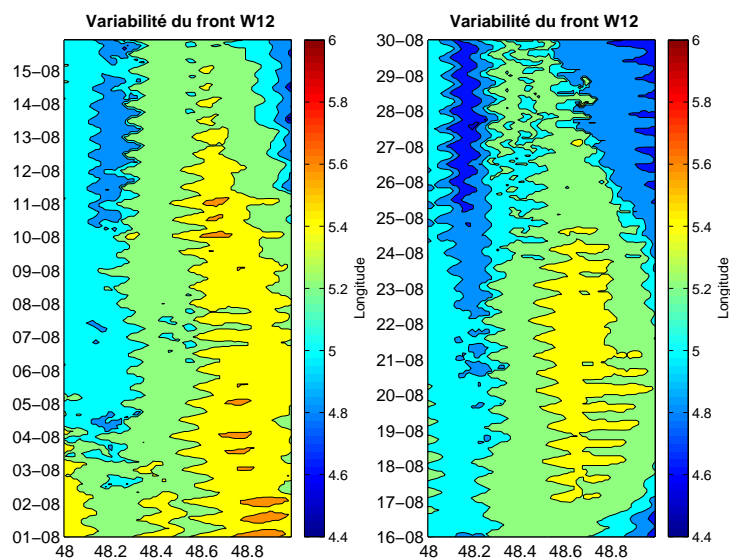


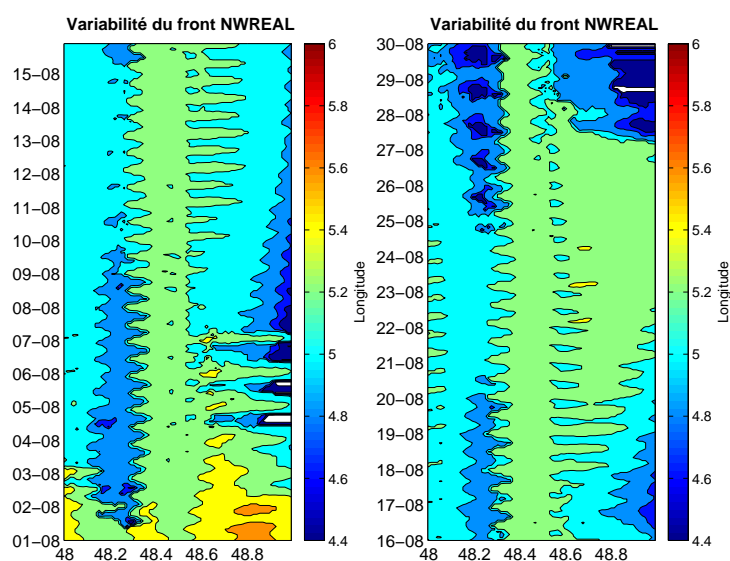
FIG. 6.8 – Distribution des flux exportés, en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, selon la latitude d'injection (positions initiales), colonne de gauche : a, c et e et selon la profondeur d'injection (positions initiales), colonne de droite : b, d et f, pour les différentes expériences (Tab. 6.2). Les comparaisons sont effectuées aux différentes dates d'injection : 01 août, 09 août et 15 août. Attention à l'échelle différentes pour a) et b) .



(a) NW12 : Pas de vent et pas de cycle MEVE



(b) W12 : Vent et pas de cycle MEVE



(c) NWREAL : pas de vent et cycle MEVE

FIG. 6.9 – Hoevmuller de la position frontale, déduite du paramètre S , au cours du mois d'août pour le jeu de simulation présenté (Tab. 6.2).

6.3.4 Distribution dans le plan latitude-profondeur : une vision 2D synthétique

Dans la section précédente, les flux exportés à travers le front ont été évalués selon la latitude puis selon la profondeur. Dans cette section, nous tentons de donner une vision synthétique, bidimensionnelle de la distribution de ces exports. Compte tenu de la grande sensibilité de nos résultats, nous nous contentons ici de décrire la distribution le long du front de ces exports cross-frontaux dans le cas de la simulation de référence, WREAL, aux dates d'injection **1^{er}** août et **15** août. Les résultats de ces expériences, WREAL-In1j et WREAL-In1t15j, sont présentés sur les figures (Fig. 6.10 a et b) avec en couleur, **les débits injectés** au niveau du front et en contours blancs, **la partie effectivement exportée à travers le front**, de la zone homogène vers la zone stratifiée, en m^3s^{-1} . Ces cartes permettent ainsi de connaître l'origine, le long du front, des particules qui constituent l'export de masse cross-frontal en mer d'Iroise.

L'injection se fait de manière barotrope, en cohérence avec la définition faite de la limite frontale (cf paramètre S) définie comme un "rideau" entre la surface et le fond. L'injection n'est pas homogène en espace, elle se concentre sur des **canaux de latitude restreints** qui correspondent **aux zones de mouvement maximal du front**, on parlera alors de **canaux d'injection**. Selon la date d'injection, ces canaux se déplacent (Fig. 6.10 a et b) mais les ordres de grandeurs des débits injectés sont conservés avec des maxima de l'ordre de $10^5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

Concernant les exports cross-frontaux, en contours blancs sur les figures (Fig. 6.10 a et b), plusieurs points ressortent :

- Ces canaux d'exports ne sont pas situés aux mêmes latitudes que les canaux d'injection, ils ne sont barotropes pas et affichent des débits très faibles en surface, dans les 10 premiers mètres. Les débits maximums atteignent $2 \cdot 10^4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, soit 1 ordre de grandeur plus faible que les débits injectés, et sont plutôt situés en subsurface.
- Comme dans le cas de l'injection, la distribution des débits exportés suivants le plan Y-Z n'est pas homogène et se fait selon des canaux d'exports privilégiés qui sont présentés sur les cartes (Fig. 6.11, a et b).
- C'est la région située au nord de la zone d'étude qui est la plus propice à l'export cross-frontal et plus particulièrement la région située à proximité de l'île d'Ouessant. De ce point de vue, la région de l'île d'Ouessant apparaît nettement plus active que celle de l'île de Sein, aux caractéristiques proches (faible profondeur et courants de marée violents).

Il reste toutefois assez difficile d'extraire des canaux d'exports cross-frontaux robustes à travers ces analyses lagrangiennes. Il convient de considérer cette analyse comme une illustration d'analyses possibles avec la méthodologie développée. Cette notion de "canaux" est ainsi à voir comme les premiers résultats d'une étude à poursuivre.

6.4 Conclusions et Perspectives

Ce dernier chapitre présente une méthodologie pour l'évaluation des exports cross-frontaux à l'aide de l'outil lagrangien ARIANE. Cet outil a été adapté aux spécificités de notre étude (problématiques côtières et réalistes) et nous a permis de mettre en lumière quelques résultats détaillés ci-après :

- Par rapport aux flux injectés au niveau du front en direction de la région stratifiée, les transports de masse effectivement exportés ne représentent qu'une très faible proportion, d'un voire deux ordres de grandeur inférieurs.

- Les exports cross-frontaux sont très sensibles aux périodes d'analyse, comme l'ont montré les tests concernant la sensibilité à la date d'injection et à la durée d'intégration.

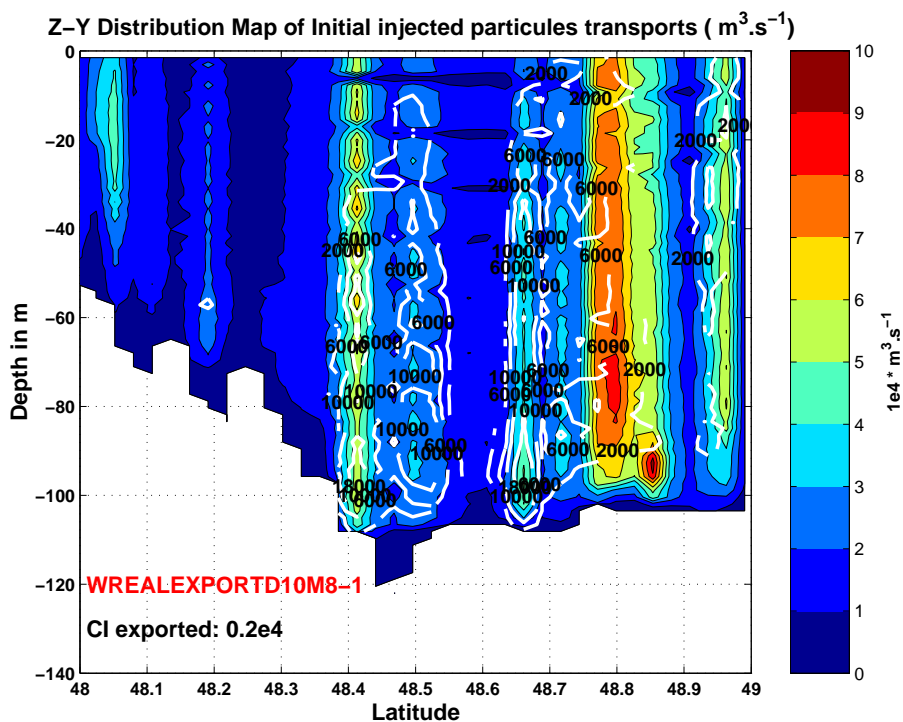
- Les exports cross-frontaux se font suivant des canaux privilégiés que j'ai appelé "canaux d'export cross-frontaux", c'est la région située autour d'Ouessant qui semble la plus active en termes d'export de masse cross-frontal. Il est intéressant de noter que les deux archipels de la mer d'Iroise se comportent assez différemment, la région de l'île de Sein affichant des exports beaucoup plus faibles que celle d'Ouessant..

- Le rôle du vent et du cycle mortes-eaux/vives-eaux de marée s'est révélé assez difficile à analyser. Il semble que les décalages vers le large de la position frontale induite par le vent et les courants de marée lors des phases de vives eaux entraînent une réduction de l'export cross-frontal, mais de plus amples analyses sont clairement nécessaires.

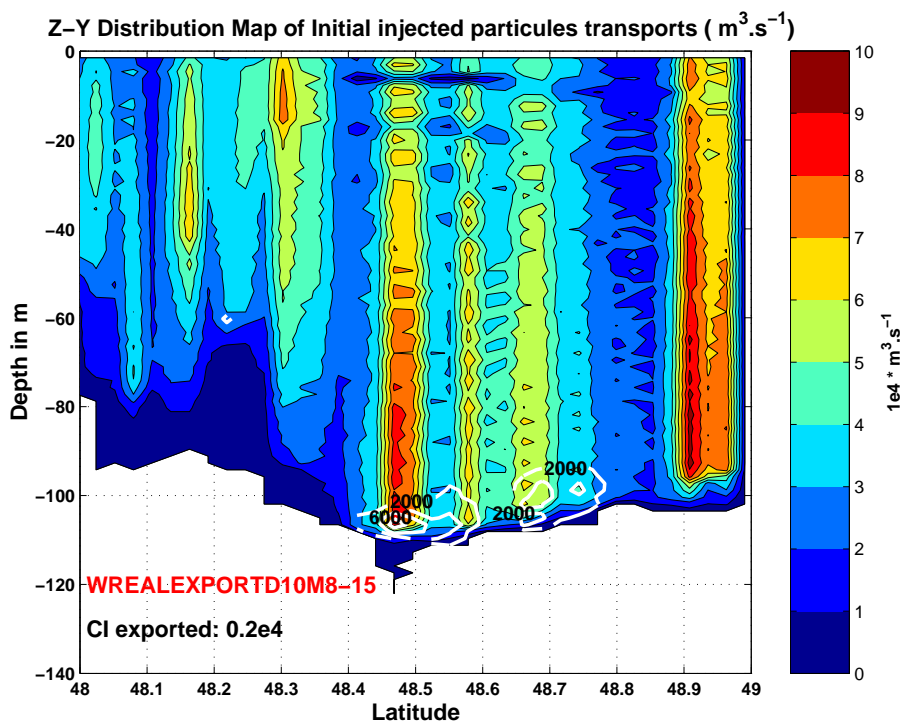
Ces travaux demandent donc à être approfondis, néanmoins, la méthodologie mise en place a été validée et semble donner des résultats prometteurs, avec un outil faisant preuve d'une flexibilité particulièrement intéressante.

A l'avenir, pour compléter ces travaux, plusieurs points m'apparaissent importants à développer :

- l'agrandissement de la zone d'étude, notamment au nord, en entrée de Manche.
- la poursuite de l'étude de la sensibilité à la période d'injection
- l'analyse des positions d'arrivée des particules, en particulier pour évaluer des mouvements de plongée et/ou de remontée des particules exportées à travers la couche



(a) Distribution 2D des débits injectés et exportés. Intégration de 10 jours et injection le 1er août



(b) Distribution 2D des débits injectés et exportés. Intégration de 10 jours et injection le 15 août

FIG. 6.10 – En fond, distribution dans le plan Latitude-Profondeur des débits injectés au niveau du front, en couleur. En contour blanc, les exports cross-frontaux, après 10 jours d'intégration. Ils correspondent aux flux qui n'ont pas été repris par le front 10 jours après leurs injections.

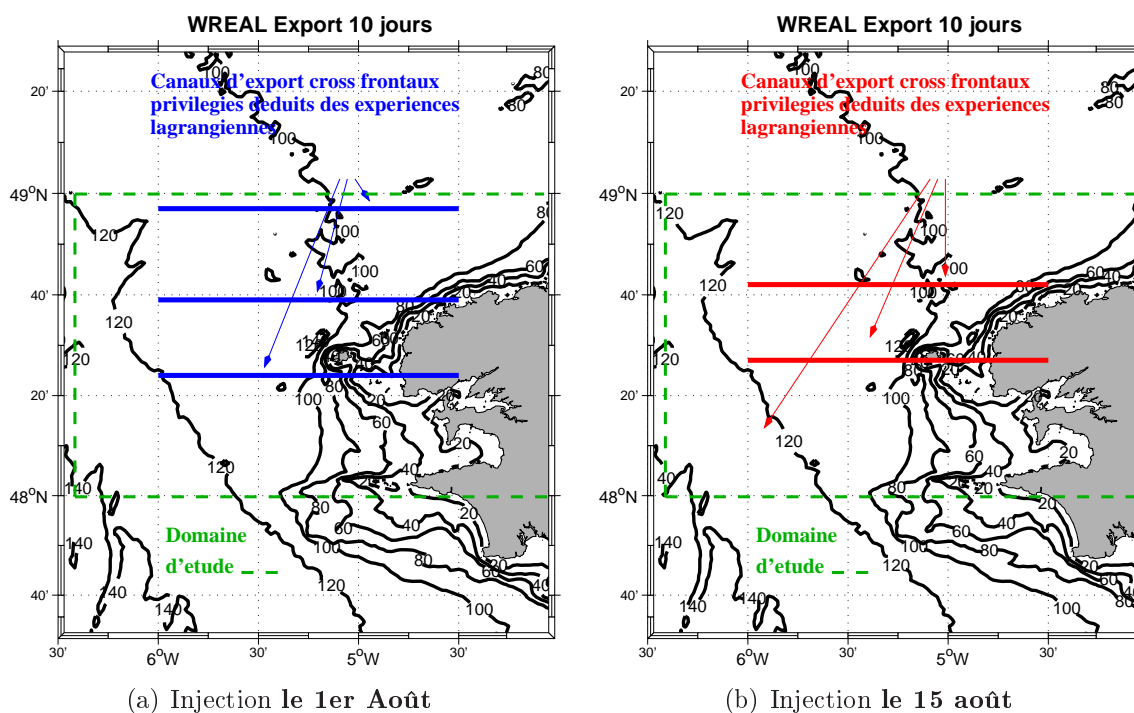


FIG. 6.11 – Localisation des "canaux" d'export cross-frontaux privilégiés au mois d'août déduits des expériences ARIANE menées. a) Expérience WReal-In1j, b) Expérience WReal-In15j

euphotique.

- la caractérisation de ces exports dans une simulation climatologique et pour tous les mois de la période de stratification, de mai à septembre.
- l'analyse du rôle joué par les flux de chaleur sur l'export cross-frontal, qui n'a pas été abordé.

Ce chapitre constitue la base éventuelle de futurs travaux concernant l'évaluation des exports de masse cross-frontaux et de leur localisation dans un modèle numérique, en configuration réaliste, côtière, et soumis à une marée importante.

Chapitre 7

Conclusion générale & Perspectives

Ce chapitre décrira d'abord les principaux résultats obtenus lors de la thèse puis présentera les perspectives envisageables pour des travaux futurs sur la mer d'Iroise et le front d'Ouessant. Néanmoins, avant de présenter les principaux résultats obtenus, rappelons les différents objectifs de la thèse :

- En premier lieu, il s'agissait de reproduire correctement, à l'aide d'un modèle hydrodynamique 3D, aux équations primitives, la circulation générale ainsi que les principaux motifs thermodynamiques de la région et notamment le front de marée qui s'y développe en période estivale : le front d'Ouessant.
- Le second objectif était de dresser, à l'aide de la configuration développée, une cartographie précise des régimes dynamiques présent en mer d'Iroise et de donner une description détaillée du bilan de chaleur.
- Le troisième point concernait l'analyse de la variabilité de la position du front d'Ouessant au regard des principaux forçages agissant dans la zone : vent, cycle morte-eaux/vives-eaux de marée et flux de chaleur¹
- Enfin le dernier objectif, à considérer comme prospectif, était l'évaluation des flux de masse à travers le front d'Ouessant durant la période estivale. Il représentait en fait d'un double objectif :
 - mettre au point une méthode de calcul robuste des ces exports de masse cross-frontaux.
 - établir les premières validations, analyses et synthèses du comportement de ces exports

Concernant le premier objectif, après une étape de validation, nous avons décrit la stratification et les circulations résiduelles en mer d'Iroise, aux échelles saisonnières. La

¹Concernant le rôle des flux de chaleur, l'étude s'est limitée à celui des flux de chaleur latente.

structure en densité en mer d'Iroise est largement interprétable en terme de **séparation/fusion de couches de mélange de surface et fond**, expliquant notamment les différences de chronologie "stratification/déstratification" entre le nord et le sud de la mer d'Iroise.

Dans cette partie, les circulations résiduelles, toujours à l'échelle saisonnière, ont ensuite été étudiées et nous avons cherché à évaluer la contribution des différents acteurs de cette circulation résiduelle : la rectification de marée, la circulation due au vent et enfin celle induite par le champ de densité. Dans la région littorale, la circulation résiduelle est quasiment totalement induite par les processus de rectification de marée avec des vitesses de l'ordre de 20-40 cm.s^{-1} . La circulation induite par le vent y est nettement plus faible, d'un ordre de grandeur environ, c'est néanmoins dans cette zone littorale qu'elle est maximale avec des courants compris entre 5 et 10 cm.s^{-1} en surface. Plus au large, ces deux types de circulation résiduelles sont plus faibles et deviennent comparables. La circulation associée au champ de densité est principalement active durant l'été où elle modifie la circulation résiduelle, principalement dans le sud du domaine, à l'ouest et au sud-ouest de l'île de Sein. On y observe alors des courants géostrophiques, cisailés sur la verticale, de l'ordre de 5 cm.s^{-1} , orientés vers le Sud en surface et vers le Nord à la base de la thermocline. Toutefois, dans cette région, la notion de circulation géostrophique est à considérer avec "prudence", son domaine de validité ($R_0 \ll 1$ & $Ek \ll 1$) étant finalement assez restreint

Le second objectif visait à dresser une cartographie des régimes dynamiques à l'oeuvre en mer d'Iroise et à effectuer une description précise du bilan de chaleur.

Concernant les régimes et équilibres dynamiques, nos analyses mettent en avant des comportements assez distincts suivant que l'on est en zone littorale peu profonde ou plus au large. En zone littorale, les termes non-linéaires d'advection sont importants, on y observe alors des équilibres entre termes d'advection, gradient de pression et parfois termes de Coriolis. Autour des îles (Sein et Ouessant), ces équilibres sont dus aux très faibles rayons de courbure de l'écoulement et définissent alors des équilibres cyclostrophiques et cyclogéostrophiques dans lesquels la force de centrifuge s'exprime. Plus au nord, le long de la côte nord-ouest finistérienne, *la côte des Abers*, le flot présente des rayons de courbures nettement plus importants, la force centrifuge est nettement réduite mais dans cette région l'écoulement est cisailé, notamment dans la direction "along flow". Ce cisaillement qui induit des termes non-linéaires élevés, résultant en un équilibre entre les termes d'advection et de gradient de pression.

La région située plus au large, dénommée région "offshore" dans le manuscrit, présente principalement un régime où toutes les forces agissent (régime appelé *mixte* dans le manuscrit) : force d'inertie, force de Coriolis, force de pression (et force visqueuses en surface

et au fond). Dans le nord de cette zone, on retrouve ce régime tout au long de l'année. En revanche au printemps et surtout en été, dans le Sud de cette zone au large également appelée "offshore", une partie importante du domaine, dans les zones où le front est bien marqué, affiche un équilibre géostrophique stricte délimitant ce que nous avons nommé la langue géostrophique, dans l'ouest et le sud de l'île de Sein.

La deuxième partie de ce chapitre concernait la description du bilan de chaleur. Au printemps, globalement le domaine est réchauffé, principalement par les flux air-mer, à hauteur de 200 W.m^{-2} . Au large, ce réchauffement est renforcé par des flux de chaleur advectifs positifs, de l'ordre de $+50 \text{ W.m}^{-2}$, en revanche, en zone côtière, ils sont très négatifs, de l'ordre de -150 W.m^{-2} et freinent considérablement le réchauffement des eaux. En été, ce comportement limitateur des flux advectifs se poursuit et s'étend au région située plus au large. En automne puis en hiver, le domaine se refroidit et se destratifie, toujours principalement à cause des flux air-mer qui sont nettement négatifs (flux de l'ordre de -50 W.m^{-2}). Au cours de ces saisons de refroidissement, la circulation et les flux de chaleur advectifs liés agissent différemment : à l'automne, la circulation limite le refroidissement au large et l'accélère en zone littorale, avec des flux de l'ordre de -100 W.m^{-2} alors qu'en hiver, ils semblent agir inversement, en limitant le refroidissement de la zone littorale.

En mer d'Iroise, ce sont donc les flux air-mer qui gouvernent principalement l'évolution de température, néanmoins, les flux advectifs modulent ces flux air-mer avec un mode de variabilité à 15 jours lié au cycle mortes-eaux/vives-eaux. En zone littorale, peu profondes, ils agissent comme des "tampons", atténuant les variations de température induites par les flux air-mer. Au large, on retrouve ce comportement uniquement entre juillet et octobre, le reste de l'année, les flux advectifs accentuent les variations de température induites par les flux de chaleur à l'interface air-mer.

Après avoir effectué cette description des bilans dynamiques et thermiques, nous nous sommes intéressé à la variabilité de la principale structure présente en Iroise, le front d'Ouessant, ainsi qu'au rôle de certains des principaux forçages externes (vent, cycle de marée mortes-eaux/vives-eaux et flux de chaleur latente) sur cette variabilité.

Le front présente une variabilité nettement plus marquée dans le nord du domaine que dans le sud et une explication en terme de fusion/séparation des couches de mélange (surface et fond) et de gradient topographique est présentée.

La sensibilité de la position et la variabilité du front d'Ouessant aux différents forçages externes cités précédemment ont été évalués dans des expériences de sensibilité. Il ressort le rôle prépondérant du cycle de marée morte-eaux/vives-eaux sur le comportement général du front et sa variabilité. On constate toutefois le rôle majeur joué par les flux de chaleurs

latents lors des phases d'apparition et de disparition du front au printemps et à l'automne.

Le dernier chapitre de la thèse s'est attaché à évaluer les transports de masse cross-frontaux. Pour cela, l'outil ARIANE (Blanke et Raynaud, 1997; Blanke *et al.*, 2002) de suivi lagrangien a été utilisé et adapté à notre problématique. Il ressort que les exports cross-frontaux ont lieu suivant des canaux privilégiés, situés dans le nord du domaine selon les lieux de variabilité maximale du front. L'île d'Ouessant constitue la zone où les exports cross-frontaux, orientés de la zone homogène vers la zone stratifiée, sont maximaux. Il faut garder à l'esprit que ce dernier chapitre est prospectif et que les analyses lagrangiennes, bien que validées, restent très dépendantes des conditions initiales ceci nécessitant des études complémentaires pour s'assurer de la robustesse des résultats.

Perspectives

Dans cette dernière section, nous présentons quelques pistes pour des travaux futurs. Ces perspectives s'inscrivent dans une logique d'approfondissement et/ou de complémentarité aux travaux effectués mais elles concernent également des questionnements et études que cette thèse m'a amené à considérer, voire à commencer, et qui ne sont pas présentés dans ce manuscrit.

Modélisation réaliste

Notre travail s'est clairement inscrit dans une démarche de modélisation réaliste, et plusieurs points techniques et études peuvent être poursuivies ou démarrer sur la base de ce travail.

- En premier lieu, les forçages de marée aux frontières peuvent être améliorés par l'utilisation des données FES 2004 plus précises que les données TPXO6 utilisées et contenant notamment le forçage des ondes non-linéaires M_4 et M_6 . La validation des courants pourra aussi être complétée par l'utilisation des données radar HF du SHOM, exploités par la société Actimar² et déjà utilisées par Müller *et al.*

- Les forçages aux frontières ouvertes pourront aussi être améliorés avec l'utilisation de données de forçages à plus haute résolution spatio-temporelles issues de modèles opérationnelles régionaux comme par exemples les produits Mercator, notamment les champs de courants et de température au $1/15^{me}$ de degré.

- Pour la poursuite des travaux concernant l'évaluation du rôle des forçages atmosphériques sur la variabilité du front d'Ouessant (cf chapitre 5), le forçage du modèle d'océan par un modèle atmosphérique de type WRF serait une piste intéressante à développer

²<http://www.actimar.fr>

et pourrait apporter des réponses nouvelles, avec l'utilisation de forçages à plus haute résolution spatio-temporelles. Ce type de couplage ROMS/WRF est ainsi par exemple effectué au LEGOS, au centre IRD de Nouméa par l'équipe ECOP³, mais également au centre IFREMER de Brest, par l'équipe DYNECO/PHYSED avec le modèle MARS en collaboration avec la société Actimar, dans le cadre du projet PREVIMER.

Notons néanmoins que la difficulté inhérente à ce type d'étude est la validation des données atmosphériques simulées (Müller *et al.*, 2007).

- Notre étude s'est focalisée sur une échelle de temps intra-annuelle, pour cela nous avons considéré une année particulière : l'année 2003. Une des perspectives logique de ce travail serait une étude de la mer d'Iroise et du front d'Ouessant à l'échelle interannuelle. Cela permettrait ainsi de rendre compte de relations éventuelles entre les tendances climatiques dans la région et leurs impacts sur la zone Iroise et le front d'Ouessant.

- Les finalités de notre étude, et plus particulièrement l'évaluation des transports cross-frontaux à travers le front s'insèrent dans un contexte d'études biogéochimiques. Dans ce cadre, une perspective intéressante serait donc la mise en place de simulations couplant dynamique et biogéochimie, par exemple avec l'utilisation du modèle PISCES (Echevin *et al.*, 2007; Ethé *et al.*, 2006) désormais utilisable avec ROMS. Des études de ce type (couplage ROMS/PISCES) ont d'ailleurs déjà été réalisées à l'IRD (pacifique-ouest, upwelling le long des côtes Chili-Pérou) et seraient faisable en mer d'Iroise.

- Enfin, des études de dispersion absolue (Batchelor, 1949; Taylor, 1921) à l'aide du module lagrangien "online" de ROMS sont envisageables. Ces études permettraient de calculer des temps lagrangiens intégraux T_u et d'en déduire des cartes de diffusivité, nous renseignant ainsi sur le mélange turbulent horizontal dans la région et les régimes dispersifs rencontrés (marche aléatoire, régimes super-diffusifs, voir Colas (2003).)

Etudes idéalisées

Bien que cette thèse se soit principalement inscrite dans un contexte de modélisation réaliste, des travaux plus idéalisés ont été initiés. Malheureusement, par de manque de temps, nous n'avons pu les achever mais ils mériteraient d'être repris et poursuivis et sont brièvement exposés ici.

- Le premier type d'études idéalisées concernaient l'évaluation du rôle des termes non-linéaires advectifs de quantité de mouvement et de traceurs sur la dynamique et la structure thermohaline de la mer d'Iroise. Pour cela deux types d'expériences ont été menées : d'abord des expériences sans termes d'advection de quantité de mouvement puis sans termes d'advection de traceurs. Logiquement, dans le cas sans termes advectifs de quantité de mouvement, les circulations résiduelles sont nettement diminuées, mais il

³http://www.ird.nc/UR65/Marchesiello/wrf_forecast_nc.html

ressort également, dans les deux cas, une modification significative de la structure thermohaline de la zone et un recul de la position du front vers la côte, en particulier dans le Nord-Ouest d'Ouessant et entre les Archipels de Sein et d'Ouessant, en face de la Presqu'île de Crozon.

Ces travaux pourraient facilement être repris, les développements numériques sont en place, et pourraient constituer des pistes d'études intéressantes.

- Le deuxième type de travaux idéalisés initiées (en collaboration avec Steven Herbert et Alain Colin de Verdière) concernait des expériences en océan homogène, avec une bathymétrie simple, dans une configuration en canal périodique, uniquement forcées aux frontières par une onde de marée monochromatique. Nous cherchions à évaluer les termes forçant le courant de marée moyen, notamment la divergence des termes quadratiques de type $\overline{u'v'}$, appelée "tidal stress". L'analyse du rôle de la friction de fond la production de courants rectifiés était aussi un objectif de ces simulations idéalisées. Ces analyses utiliseraient notamment les diagnostics des termes de tendance des équations quantité de mouvement déjà utilisés. Par la suite, il s'agissait de complexifier cette configuration en y introduisant un front de densité typique du front d'Ouessant.

Observations

Plusieurs campagnes de mesure ont eu lieu en mer d'Iroise récemment (projet MOUTON et projet FROMVAR). Elles ont mis en jeu des instruments précis et des techniques modernes⁴ jusque là inutilisés dans la zone (Seasor, ADCP de fond multi-faisceaux) et des expériences de suivis lagrangiens, à l'aide de bouées dérivantes, effectuées sur de longues périodes de temps ont également été menées.

Ces campagnes de mesures vont permettre la récolte de données océanographiques particulièrement riches, très intéressantes, en particulier pour la validation des travaux de modélisation, mais plus généralement pour la mise en lumière de processus physiques jusque là peu ou pas observés dans la zone.

Aujourd'hui les études et travaux de modélisations sont en plein développement, néanmoins ils ne peuvent se passer de données de comparaisons, de calibrations et de validations, ainsi en parallèle de programmes scientifiques et campagnes de mesure tels que celles citées précédemment, il pourrait être intéressant et utile de disposer, en plusieurs sites de la zone Iroise, d'une surveillance des paramètres météo-océaniques (vent, flux, SST, marégraphes) avec une diffusion "temps réel" des données. Pour cela, on pourrait par

⁴La description des instruments utilisés et des données récoltées au cours des campagnes FROMVAR et MOUTON n'est pas exhaustive. Pour de plus amples renseignements, on pourra consulter les sites suivants : <http://www.ifremer.fr/lpo/fromvar> et <http://www.shom.fr>

exemple s'inspirer de projet tel que CBLAST⁵ réalisé il y a peu sur la côte Est des USA, près de Woods Hole.

Pour conclure, ces campagnes marquent ainsi un regain d'intérêt de la communauté scientifique océanographique pour cette zone complexe qu'est la mer d'Iroise, où de nombreuses questions scientifiques restent encore ouvertes.

Par ailleurs, cette région se prête particulièrement bien à des études transverses et pluridisciplinaires, comme le montre ce travail, réalisé dans un cadre "physique" mais dont les finalités sont plus larges et peuvent notamment s'orienter vers les communautés des biologistes et biogéochimistes qui, les premières, s'intéressèrent à la mer d'Iroise et au front d'Ouessant, il y a de ça bientôt 40 ans.

⁵<http://www.whoi.edu/science/AOPE/CBLAST/low/cblastlow.html>

Bibliographie

- Allen, C. M., J. H. Simpson, et R. M. Carson, 1980** : The structure and variability of shelf sea fronts as observed by an undulating CTD system. *Oceanologica Acta* 3(1), 59–68.
- Altazin-Pichon, A., 1981, Septembre** : *Application d'un modèle de thermocline à la formation du front thermique en mer d'Iroise. Confrontation des résultats avec des mesures "in situ"*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Batchelor, J. K., 1949** : Diffusion in a field of homogeneous turbulence. i. eulerian analysis. *Australian Journal of Scientific Research*.
- Birrien, J. L., 1987** : *Cycles de variation des éléments nutritifs et du phytoplancton en baie de Douarnenez : importance du front côtier de l'Iroise*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Blanke, B. et S. Raynaud, 1997** : Kinematics of the pacific equatorial undercurrent : a eulerian and lagrangian approach from gcm results. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 1038–1053.
- Blanke, B., C Roy, P. Penven, S. Speich, J. McWilliams, et G. Nelson, 2002** : Linking wind to interannual upwelling variability in a regional model of the southern benguela. *Geophys. Res. Lett.* 29(24).
- Blanke, B., S. Speich, G. Madec, et K. Döös, 2001** : A global diagnostic of inter-ocean mass transfers. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 1623–1632.
- Blanke, B., S. Speich, G. Madec, et R. Maugé, 2002** : A global diagnostic of interior ocean ventilation. *Geophys. Res. Lett.* 29(1).
- Bouligand, R. et P. A. Pirazzoli, 1998** : Les surcotes et les décotes marines à Brest, étude statistique et évolution. *Oceanologica Acta* 22(2), 153–166.
- Colas, François, 2003** : *Circulation et Dispersion Lagrangienne en Atlantique Nord-Est*. Thèse de doctorat, UBO.

- Davies, A. M. et J. E. Jones, 1992** : A three dimensional wind driven circulation of the Celtic and Irish seas. *Continental Shelf Research* 12(1), 159–188.
- Doglioli, A., B. Blanke, S. Speich, et G. Lapeyre, 2007** : Tracking coherent structures in a regional model with wavelet analysis : application to cape bassin eddies. *J. Geophys. Res.*, **112**, 10–11.
- Drinkwater, K. F. et J. W. Loder, 2001** : Near surface horizontal convergence and dispersion near the tidal-mixing front on Northeastern Georges Bank. *Deep Sea Res., Part II*, **48**, 311–339.
- Echevin, V., O. Aumont, J. Ledesma, et G. Flores, 2007** : The seasonal cycle of the chlorophyll in the peru upwelling system : a modelling study. *Progress in Oceanography*, *in review*.
- Egbert, G et S. Erofeeva, 2002** : Efficient inverse modeling of barotropic of ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*.
- Emery, W. J., W. G. Lee, et L. Magaard, 1984** : Geographic and seasonal distribution of Brunt-Wäisälä frequency and Rossby radii in the north Pacific and north Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 294–317.
- Estrade, P., 2006** : *Mécanisme de décollements de l'upwelling sur les plateaux cotinetaux larges et peu profonds d'Afrique du Nord-Ouest*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Ethé, C, O. Aumont, M-A Foujols, et M. Lévy, 2006** : Nemo reference manual, tracer component : Nemo-top. preliminary version, note du pole de modélisation. Rapport techn., Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL).
- Farmer, D. M., E. A. D' Asaro, M. V. Trevorrow, et G. T Dairiki, 1995** : 3d structure in a tidal convergence front. *Continental Shelf Research* 15(13), 1649–1673.
- Flather, R. A, 1976** : A tidal model of the nothwest continental shelf. *Mémoire de la Société Royale des Sciences de Liège*, **10**, 141–164.
- Friocourt, Y., S. Drijfhout, B. Blanke, et S. Speich, 2005** : Water mass export from drake passage to the atlantic, indian and pacific oceans : A lagrangian model analysis. *J. Phys. Oceanogr.*, **35**, 1202–1222.
- Garreau, P., 1993** : Hydrodynamics of the North Brittany coast : a synoptic study. *Oceanologica Acta* 16(5-6), 469–478.

- Garreau, P., 1997 : Caractéristiques hydrodynamique de la Manche. *Océanis* 23(1), 65–87.
- Garreau, P. et P. Bailly du Bois, 1997 : Transportation of Radionuclides in Celtic sea a Possible Mechanism. *Radioprotection-Colloques* 23(2), 381–385.
- Garret, C. J. R et J. W. Loder, 1981 : Dynamical aspects of shallow sea fronts. *Philos. Trans. R. Soc. London A*, 302, 563–581.
- Garzoli, S. L., 1978 : Contribution à l'étude de la formation et de l'évolution du front thermique sur la plateau continental breton. Rapport techn., Université de Bretagne Occidentale, Laboratoire d'Océanographie Physique, UBO, Brest.
- Gill, A., 1982 : *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, Inc.
- Haidvogel, D. B., H. Arango, K. Hedstrom, A. Beckmann, P. Rizzoli, et A. F. Shchepetkine, 2000 : Model evaluation experiments in north atlantic basin : Simulation in non-linear terrain-following coordinates. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 32, 239–281.
- Haney, R. L., 1991 : On the pressure force over steep topography in sigma coordinate ocean models. *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 610–619.
- Heaps, N. S. et J. E. Jones, 1987. *Three dimensional models of Marine and Estuarine Dynamics* (Elsevier Oceanography Series ed.), Chapter Estimation of storm-generated currents, pp. 505–538. Elsevier Oceanography Series.
- Hedström, K. S., 1997 : *User's Manual for an S-Coordinate Primitive Equation Ocean Circulation Model (SCRUM) Version 3.0*. Institute of Marine and Coastal Sciences, Rutgers University, USA.
- Hodur, R. M., J. Pullen, J. Cummings, X. Hong, J.D. Doyle, P. J. Martin, et M. A. Rennick, 2002 : The coupled ocean/atmospheric mesoscale prediction system (coamps). *Oceanography*, 15, 88–98.
- Houghton, R. W. et C. Ho, 2001 : Diapycnal flow through the Georges Bank tidal Front : a dye tracer study. *Geophys. Res. Lett.* 28(1), 33–36.
- Huang, W. G., A. P. Cracknell, R. A. Vaughan, et P. A. Davies, 1991 : A satellite and field view of the Irish Shelf front. *Continental Shelf Research* 11(6), 543–562.
- Ifremer/CERSAT, 2002 : *QuikSCAT scatterometer mean wind field products user manual*. Ifremer, Plouzané, France.

- James, I. D., 1977** : A model of the annual cycle of temperature in a frontal region of the Celtic Sea. *Estuarine and Coastal Marine Science*, **5**, 339–353.
- James, I. D., 1978** : A note on the circulation induced by a shallow-sea front. *Estuarine and Coastal Marine Science*, **7**, 197–202.
- Jégou, A. M., 1993, juillet** : Cartographie de la température de la surface de la mer sur les côtes bretonnes. Rapport techn., IFREMER.
- Kliem, N et J. D. Piertrzak, 1999** : On the pressure gradient error in sigma coordinate ocean models : a comparison with a laboratory experiment. *J. Geophys. Res.*, **104**, 29,781–29,799.
- Langlois, G., 2000, Janvier** : Notice d'Utilisation de MARS-3D en Manche et Mer Celtique. Rapport techn., Océanographie-Ecole Navale.
- Large, W.G, J. C McWilliams, et S. C Doney, 1994** : Oceanic vertical mixing : a review and a model with a non-local boundary layer parametrization. *Reviews of Geophysics*, **32,4**, 363–403.
- Le Corre, P. et V. Mariette, 1985** : Le front thermique d'Ouessant en Aout et Septembre 1982. Campagne Satir-Dynastar. Rapport techn., IFREMER.
- Le Fèvre, J. et J. R. Grall, 1970** : On the relationships of *Nocticula* swarming off the western coast of brittany with hydrological features and plankton characteristics of the environment. *J. exp. mar. Biol. Ecol.*, **4**, 287–306.
- Le Magueresse, A., 1974** : *La structure thermique sur le plateau continental, dans le secteur Ouest Bretagne, son évolution annuelle et quelques aspects de sa variabilité.* Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Le Provost, C. et F. Lyard, 1997** : Energetics of the M2 barotropic ocean tide : an estimate of bottom friction dissipation from a hydrodynamics model. *Progress In Oceanography* 40(999), 37–52.
- Lyard, F., F. Lefevre, T. Letellier, et O. Francis, 2006** : Energetics of the M2 barotropic ocean tide : an estimate of bottom friction dissipation from a hydrodynamics model. *Ocean Dynamics*, **56**, 394–415.
- Marchesiello, P., J.C. McWilliams, et A. Shchepetkin, 2001** : Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Modelling* 3(1-20).

- Mariette, V., 1977** : *Contribution à l'étude des échanges Océan-Atmosphère et à l'élaboration d'un modèle de prévision à court terme de la structure thermique superficielle de la mer*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Mariette, V., 1983** : *Effet des échanges atmosphériques sur la structure thermique marine. Application à des zones du large et à une zone côtière*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Mariette, V. et B. Le Cann, 1985** : Simulation of the formation of Ushant thermal front. *J. Geophys. Res.* 999(999), 937–960.
- Mariette, V., G. Rougier, J.C. Salomon, et B. Simon, 1982** : Courants de marée en mer d'Iroise. *Oceanologica Acta* 5(2).
- Marié, L., S. Herbette, G. Cambon, et A. Leboyer, 2008** : Observations of the ushant tidal front during the fromvar 2007 cruise. *XI International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay*.
- MIT, 1997** : *The global ocean circulation estimated from TOPEX/POSEIDON altimetry and the MIT general circulation model*, Stammer et al. MIT Center for Global Change Science.
- Munk, W., 1997** : Once again tidal friction. *Progress in oceanography*, 40.
- Müller, H., F. Dumas, B. Blanke, et V. Mariette, 2007** : High-resolution atmospheric forcing for regional oceanic model : The iroise sea. *Ocean Dynamics*. in press.
- Naimie, C. E., R. Limeburner, C. G. Hannah, et R. C. Beardsley, 2001** : On the geographic and seasonal pattern of the near-surface circulation on Georges Bank - from real and simulated drifters. *Deep Sea Res., Part II*, 48, 501–518.
- Niller, P. P. et E. B. Kraus, 1977**. *Modelling and prediction of the upper layer of the ocean*. (Kraus, E.B. ed.), Chapter One dimensional models of the upper ocean., pp. 143–172. Pergamon Press.
- Obaton, D., 1996, Mars** : Caractéristiques hydrodynamiques du littoral sud Bretagne . Rapport techn., IFREMER/DEL-AO.
- Pavec, M., 2007** : *Instabilités barocline et paramétrique des courants de bord, application au front d'Ouessant*. Thèse de doctorat, Laboratoire de Physique des Océans/ EDMS Brest.
- Pedlovsky, J., 1979** : *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag.

- Pelou, K., 2003, Janvier** : Etude numérique de l'iroise. Marche EPSHOM/UBO, Rapport Final.
- Pershing, A. J., P. H. Wiebe, J. P. Manning, et N. J. Copley, 2001** : Evidence for vertical circulation cells in the well-mixed area of Georges Bank and their biological implications. *Deep Sea Res., Part II*, **48**, 215–243.
- Pingree, R.D., 1978a** : Cyclonic eddies and cross-frontal mixing. *J. Mar. Biol. Ass.*, **58**, 955–963.
- Pingree, R. D., 1978b** : Cyclonic eddies and cross-frontal mixing. *Journal of marine biological Association U.K*, **58**, 469–479.
- Pingree, R. D., 1979** : Baroclinic eddies bordering the Celtic Sea in late Summer. *Journal of marine biological Association U.K*, **54**, 955–963.
- Pingree, R. D., 1983** : Spring tides and quadratic friction. *Deep Sea Res.* *30*(9), 929–944.
- Pingree, R. D. et D. K. Griffiths, 1978** : Tidal fronts on the shelf seas around the British Isles. *J. Geophys. Res.*, **83**, 4615–4622.
- Pingree, R. D. et D. K. Griffiths, 1987** : Tidal friction for semidiurnal tides. *Continental Shelf Research* *7*(10), 1181–1209.
- Pirazzoli, P. A., 2000** : Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the atlantic coast of france.. *Oceanologica Acta* *23*(6), 643–661.
- Prandle, S., S. G. Loch, et R. Player, 1993, January** : Tidal flow through the Strait of Dover. *J. Phys. Oceanogr.* *23*(1), 23–37.
- Pérenne, N., 1997, Novembre** : *Etude expérimentale et numérique de la rectification topographique en milieu homogène et stratifié*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fournier, Grenoble 1.
- Salomon, J. C., M. Breton, et P. Guegeniat, 1993** : Computed residual flow through the Dover Straight. *Oceanologica Acta* *16*(0), 449–455.
- Shchepetkine, A. F. et J. C. McWilliams, 1998** : Quasi-monotone advection schemes based on explicit locally adaptive dissipation. *Monthly Weather Review.*, **126**, 1541–1580.
- Shchepetkine, A. F. et J. C. McWilliams, 2003** : A method for computing horizontal pressure-gradient forces in an oceanic model with nonaligned vertical coordinates. *J. Geophys. Res.*, **130**, 1541–1580.

- Shchepetkine, A. F. et J. C. McWilliams, 2005** : Regional Ocean Modeling System : A split-explicit ocean model with a free-surface and topography-following vertical coordinates. *Ocean Modelling*, **9**, 347–404.
- Simpson, J. H., 1981** : The shelf sea fronts : implication of their existence and behaviour. *Philos. Trans. R. Soc. London A*, **302**, 531–546.
- Simpson, J. H., C. M. Allen, et N. C. G. Morris, 1978** : Fronts on the continental shelf. *J. Geophys. Res.*, **83**, 4607.
- Simpson, J. H. et D. Bowers, 1979** : Shelf sea fronts' adjustments revealed by satellite IR imagery. *Nature* 280(5724), 648–651.
- Simpson, J. H. et D. Bowers, 1981** : Models of stratification and frontal movement in the shelf seas. *Deep Sea Res.* 28(7), 727–738.
- Simpson, J. H. et J. R. Hunter, 1974** : Fronts in the Irish sea. *Nature*, **250**, 404–406.
- Simpson, J. H. et I. D. James, 1986**. *Baroclinic processes on continental shelves*. *Coastal and Estuarine Science III*, Chapter Coastal and estuarine fronts, pp. 63–93. American Geophysical Union - Washington D.C.
- Song, Y., 1998** : A general pressure gradient formulation for ocean models. part i : scheme design and diagnostic analysis. *Monthly Weather Review.*, **126**, 3213–3230.
- Speich, S., B. Blanke, et G. Madec, 2001** : Warm and cold water paths og a gcm thermohaline conveyor belt. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 311–314.
- Taylor, G. I., 1921** : Diffusion by continuous movements. *Proceeding of he London Mathematical Society*.
- Umoh, J. H. et K. R. Thompson, 1994** : Surface heat flux, horizontal advection, and the seasonal evolution of water temperature on the Scotian Shelf. *J. Geophys. Res.* 99(10), 20403–20416.
- Williams, W. J., R. C. Beardsley, J. D. Irish, P. C. Smith, et R. Limeburner, 2001** : The response of George Bank to the passage of Hurricane Edouard. *Deep Sea Res., Part II*, **48**, 179–197.