



HAL
open science

Modélisation et observation de la dynamique haute fréquence de la circulation du Golfe de Gascogne

Gaëlle Herbert

► **To cite this version:**

Gaëlle Herbert. Modélisation et observation de la dynamique haute fréquence de la circulation du Golfe de Gascogne. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2012. Français. NNT: . tel-00755017v1

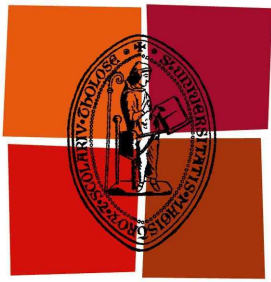
HAL Id: tel-00755017

<https://theses.hal.science/tel-00755017v1>

Submitted on 20 Nov 2012 (v1), last revised 21 Nov 2012 (v2)

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse III - Paul Sabatier
Discipline ou spécialité : Océanographie physique

Présentée et soutenue par Gaëlle Herbert
Le 26 janvier 2012

Titre :

Modélisation et observation de la dynamique haute fréquence
de la circulation du Golfe de Gascogne

JURY

Gilles Reverdin (rapporteur)
Ramiro Neves (rapporteur)
Nick Hall (président du jury)
Sabrina Speich (examinatrice)
Franck Dumas (examineur)
Florent Lyard (Directeur de thèse)
Nadia Ayoub (co-directrice de thèse)
Patrick Marsaleix (examineur)

Ecole doctorale : SDU2E
Unité de recherche : LEGOS
Directeur(s) de Thèse : Florent Lyard, Nadia Ayoub
Rapporteurs : Gilles Reverdin, Ramiro Neves

Remerciements

Un énorme merci à Nadia, ma directrice de thèse. Merci pour ta gentillesse, ta bonne humeur, merci d'avoir été autant disponible tout au long de ma thèse, quand un problème se présentait, pour me guider, me conseiller, me redonner confiance quand j'avais des doutes, mais aussi lors des derniers soirs avant le rendu du manuscrit, à 00h, 1h, 2h du mat. Rien ne t'arrêtait ! ☺ Tu m'as beaucoup appris, que ce soit sur le plan scientifique ou humain et je t'en remercie.

Merci aussi bien sûr à Florent, pour ton aide précieuse, tes remarques constructives, ton humour et tes pains au sucre ! J'ai également beaucoup apprécié travailler avec toi et malgré ton emploi du temps surbooké tu as su être là, merci !

Un grand merci à l'équipe de développement du LA, notamment Patrick, sans qui Symphonie serait encore un mystère pour moi ;) Merci pour ton aide, tes conseils, ta disponibilité. Merci aussi pour ton dynamisme et ton sourire qui à eux seuls donnent envie de t'écouter et d'apprendre. Merci également à Cyril N'Guyen qui a toujours été présent et m'a sorti de bien des déboires informatiques. Merci à Florence, Mathilde et Rosemary pour leur aide lorsque je me suis attaquée à l'altimétrie. Merci bien sûr à Nick Hall pour sa bonne humeur, ses conseils et son écoute (l'anecdote du poisson d'avril restera ma préférée ☺).

Merci également aux personnes avec qui j'ai échangé durant ma thèse et qui m'ont permis d'avancer. Je pense notamment à Anna Rubio et Julien Mader, qui m'ont très gentiment accueilli lors de mon séjour dans leur labo en Espagne. Je remercie également les membres du jury d'avoir accepté cette mission délicate qu'est l'évaluation d'une thèse, et les rapporteurs pour leurs commentaires, analyses et suggestions.

Merci aussi à Martine, Nadine, Catherine et Brigitte pour m'avoir souvent tirée de mauvais pas, mais surtout pour leur bonne humeur inconditionnelle.

Je tiens également à remercier Yves Morel, pour sa gentillesse et son soutien. Merci de m'avoir éclairé sur certains mystères de la mer, merci pour les crêpes de Brest ☺ !

Et puis, je remercie évidemment mes collègues et amis, sans qui ces années n'auraient pas eu la même saveur, alors merci à Florent (atout trèfles ! :)), Lydie (merci merci !!), Steph, Ju, Jeremy, Nico (et tes blagues à 2 balles que j'adore), Laurent (aaaaa les réunions POC... ;)) et Audrey (pour tes conseils et nos échanges de mails).

Merci à Julien et aux pauses café/chocolats/gâteaux et autres friandises du bureau D10.. (argh ! je me rappelle plus du numéro), merci aux cumbia sobre el mare, linda morena et autres bijoux que tu m'as fait découvrir !

Merci à ceux et celles qui ont partagé mon bureau : Mathilde, Claire (ma fournisseuse officielle de fraises tagada ☺), Damien, et Renaud (pour ta bonne humeur, tes conseils avisés et ton humour, qui furent de toi un co-bureau tout à fait acceptable ! ;))

Merci aussi à toi « Bob », pour nos discussions et ce qu'elles m'ont appris.

Enfin un gigantesque merci à ma famille, qui m'a soutenue tout le long. Merci d'avoir eu confiance lorsque moi-même j'en manquais.

A ma petite choupinette qui aurait boudé de ne pas se trouver dans ces remerciements ;)

Et à Thomas, qui malgré la distance était toujours auprès de moi, et qui, un peu plus que les autres, aura supporté mes humeurs ☺

Merci !

Table des matières

INTRODUCTION.....	7
PARTIE I - MODELISATION REGIONALE REALISTE: LE GOLFE DE GASCOGNE.....	15
Résumé.....	17
Chapitre 1 Le Golfe de Gascogne: Présentation générale	19
I. Description générale.....	19
I.1. Caractéristiques géographiques et bathymétriques	19
I.2. Fleuves.....	20
II. Conditions atmosphériques typiques.....	21
III. Circulation et processus dans le Golfe de Gascogne	22
III.1. Hydrologie.....	22
III.1.1 La couche supérieure.....	23
III.1.2 La couche intermédiaire.....	24
III.1.3 La couche inférieure	24
III.2 Circulation générale du Golfe de Gascogne.....	25
III.2.1 Circulation dans la plaine abyssale.....	26
III.2.2 Circulation le long du talus et sur le plateau	27
a) Le courant de pente.....	27
b) Les courants de marée.....	28
c) La circulation due au vent.....	29
d) Les panaches fluviaux.....	32
IV. Résumé des caractéristiques de la dynamique et de l'hydrologie de la zone en hiver, notre période d'étude.	33
Chapitre 2 Stratégie de modélisation	37
I. Présentation du modèle SYMPHONIE.....	37
I.1 Equations primitives du modèle.....	38
I.2 Equations de conservation de la température et de la salinité.....	39
I.3 Schéma de fermeture de la turbulence.....	40
I.4 Les conditions aux limites	41
I.4.1 A la surface libre.....	41
I.4.2 Au fond.....	42
I.4.3 Aux frontières latérales	43
I.4.4 A l'embouchure des fleuves.....	44
I.5 Discrétisation des équations	44
I.5.1 La grille du modèle.....	44
I.5.2 Discrétisation temporelle.....	45
I.5.3 La séparation des pas de temps.....	45
II. Configurations Golfe de Gascogne.....	46
II.1 BAOBIS_G0	46
II.2 BAOBIS_G1	47
III. Contexte national de la modélisation dans le Golfe de Gascogne.	49

PARTIE II - ETUDE DE LA VARIABILITE HAUTE FREQUENCE DU COURANT DE PENTE A PARTIR DE DONNEES ALTIMETRIQUES, D'OBSERVATIONS IN SITU ET D'UNE SUMULATION NUMERIQUE....51

Résumé.....	53
<i>Introduction de la partie II.....</i>	<i>55</i>
Chapitre 1 Principe de l'altimétrie et problématique en zone côtière.....	57
I. Principe de l'altimétrie.....	57
I.1. L'altimètre	57
I.2 Une mesure, des phénomènes	58
I.2.1 Anomalie du niveau de la mer	58
I.2.2 Courants géostrophiques	59
I.3 Analyse de la forme d'onde	60
II. Les corrections, un gage de précision	62
II.1 Les corrections instrumentales.....	63
II.2 Les corrections atmosphériques.....	63
II.3 Les corrections d'état de mer.....	64
II.4 Les corrections de la marée.....	64
II.5 La réponse haute fréquence aux forçages atmosphériques.....	66
II.5.1 Problème de l'approximation du baromètre inverse	66
II.5.2 Correction de de-aliasing.....	66
III. Les limites de l'altimétrie à l'approche des côtes	67
III.1 Hétérogénéité des formes d'onde et « décrochage » de l'altimètre.....	68
III.2 Dégradation de la correction de troposphère humide.....	69
III.3 Imprécision de la correction de troposphère sèche à proximité ou sur les continents.....	71
III.4 Dégradation de la correction de réfraction ionosphérique.	71
III.5 Imprécision de la correction du signal de marée.	72
III.6 Signaux dus à l'effet des vents et de la pression atmosphérique.....	73
III.7 Complications pour la correction du biais d'état de mer.	74
IV. Présentation de la chaîne XTRACK du CTOH-LEGOS, dont est issu le jeu de données utilisé pour cette étude.....	74
IV.1 Objectifs	74
IV.2 Principales caractéristiques des traitements effectués sur la mesure altimétrique.....	75
IV.3 Le jeu de données utilisé dans cette étude.....	78
Chapitre 2 Article publié au JMS : Signature of the coastal circulation variability in altimetric data in the southern Bay of Biscay during winter and fall 2004.....	81
I. Présentation de l'étude	81
I.1 Outils utilisés	81
I.2 L' IPC	82
II. Article publié au Journal of Marine Systems.	83
<i>Conclusion de la partie II.....</i>	<i>105</i>

PARTIE III - REPONSE DE L'OCEAN AU PASSAGE DE LA TEMPETE KLAUS A PARTIR D'OBSERVATIONS IN SITU ET D'UNE SIMULATION NUMERIQUE.....111

Résumé.....113

Introduction de la partie III.....115

Chapitre 1 Observations in situ et simulation numérique.....119

I. Observations.....	119
I.1 Température de surface (SST)	119
I.1.1 AVHRR/MODIS.....	119
I.1.2 OSTIA	119
I.2 Données de bouées.	120
I.2.1 Puertos del Estado.....	120
I.2.2 AZTI.....	120
I.2.3 Météo-France	121
I.2.4 AGL.....	121
I.3 Profils EN3.....	123
I.4 Marégraphes	124
II. Simulation numérique : BAOBIS G1	126
II.1 Changement de version du code: de BAOBIS_G0 à BAOBIS_G1.....	126
II.1.1 Schéma d'advection des traceurs	126
II.1.2 Equation d'état.....	128
II.2 Changement de configurations et détermination de la configuration 'finale'.....	128
II.2.1 Constat d'anomalies de stratification de subsurface – Biais en sel sur les conditions initiales.....	128
II.2.2 Tests sur le mélange vertical.....	132
a) Effet des variations des paramètres du mélange.....	132
b) Effet de la viscosité horizontale.....	132
c) Comparaison des coupes en T/S à 3.8°W et 7°W.....	132
d) Comparaison avec les profils EN3.....	135
II.3 Conclusion	139
II.4 Récapitulatif sur la configuration utilisée dans l'étude	140

Chapitre 2 La tempête Klaus: contexte atmosphérique.....141

I. Klaus, une tempête exceptionnelle	142
II. Chronologie des événements.....	143
III. Klaus d'après le modèle ALADIN	145
III.1 Vent et pression atmosphérique.....	146
III.2 Température de l'air à 2m	153
III.3 Précipitations	157
III.4 Flux de chaleur net.....	160

Chapitre 3 Réponse de l'océan à la tempête Klaus.....163

I. Surcote.....	163
I.1 Description du phénomène	163
I.2 Signal mesuré aux marégraphes lors de Klaus.....	164
I.2.1 Extraction du signal de surcote du au vent	164
I.2.2 Modélisation de la surcote.....	166
I.2.3 Analyse du signal de surcote dû au vent aux 4 marégraphes et comparaison avec le modèle.....	167

II. Réponse en courant.....	173
II.1 Modélisation de la réponse en courant de surface	173
II.2 Analyse du courant de surface d'après les observations.....	175
II.3 Comparaison modèle-observations	180
II.4 Profils verticaux.....	182
II.5 Génération de mouvements inertiels.....	183
III. Réponse en température et salinité	183
III.1 Variations de la SST.....	184
III.1.1 Réponse en SST simulée par le modèle.....	184
III.1.2 Comparaisons avec les produits de SST OSTIA	188
III.1.3 Comparaison avec les séries temporelles de SST aux bouées.....	189
III.2 Variations de la salinité de surface.....	192
III.3 Variations de la température et salinité en subsurface.....	194
III.3.1 Comparaison avec les profils AZTI	194
III.3.2 Profils verticaux en deux autres points.....	201
III.3.3 Comparaison avec les profils EN3.....	202
III.3.4 Conclusion	204
IV. Variations de la CMO	204
IV.1 Approfondissement de la couche de mélange dans le modèle.....	205
IV.2 Mélange vertical dans le modèle.....	208
IV.3 Mélange vertical dans les observations	210
<i>Conclusion de la partie III.....</i>	<i>214</i>
CONCLUSION.....	217
PERSPECTIVES.....	223
Liste des Figures.....	225
Liste des tableaux.....	234
Bibliographie.....	235
Annexe A: Le signal de marée dans le modèle.....	249
A.1. Introduction.....	250
A.2. Un outil d'analyse harmonique: le "comodo-detidor".....	252
A.3. Comparaison aux marégraphes.....	255
A.4. Comparaison à l'altimétrie.....	257
A.5. Fronts de marée.....	259
A.6. Conclusion sur la marée barotrope dans le modèle.....	262
A.7. Quelques réflexions sur le filtrage de la marée.....	263

INTRODUCTION

*« La mer est aussi profonde dans le calme que dans la tempête »
(John Donne)*

La région côtière, une zone convoitée...

Du fait de sa position singulière, à l'interface entre la mer et la terre, la région côtière est une zone de croissance démographique, économique, et de résidence qui suscite un intérêt grandissant. Comme le souligne l'Organisation des Nations Unies, plus de la moitié de la population mondiale vit à moins de 60 km d'une côte et cette proportion pourrait atteindre les trois quarts en 2020. Les « besoins du littoral » sont donc croissants, tant pour les activités portuaires et industrielles que pour les activités de pêche et aquacoles et, de plus en plus, pour le tourisme et les activités de loisirs. D'autre part, le développement attendu des énergies marines ajoute encore à la complexité des usages en zone côtière. Ainsi, récemment, on a assisté à la mise en place dans les eaux peu profondes (en Mer du Nord par exemple) des premiers générateurs éoliens, qui dans ces zones, peuvent mieux exploiter l'énergie du vent avant qu'elle soit dissipée sur le continent. Pour répondre à ces besoins, il est donc indispensable de mieux comprendre le milieu marin et la complexité des phénomènes biologiques et physiques, encore loin d'être appréhendés. En effet, observer et comprendre les phénomènes océaniques et leurs nombreuses interactions est indispensable à toute prise de décision, que ce soit pour préparer des scénarii utiles à une utilisation durable de ces espaces, pour mieux connaître certaines ressources naturelles ou pour mieux comprendre la vulnérabilité des littoraux (e.g. montée du niveau de la mer) aux risques technologiques (e.g. pollution) et naturels (tsunamis, événements extrêmes tels que tempête ou cyclone), et anticiper les évolutions liées au changement climatique. Depuis une dizaine d'années, des mesures nationales et européennes destinées à mieux connaître et à gérer cette zone côtière ont été développées. D'un point de vue scientifique, cette nécessité est toujours d'actualité si l'on en croit l'une des conclusions apportée aux Grenelles de la Mer tenues en juillet 2009 ([le livre bleu des engagements du Grenelle de la mer](http://www.legrenelle-environnement.fr), www.legrenelle-environnement.fr) « la connaissance scientifique doit s'amplifier, s'enrichir de celle du terrain et être mise en réseau pour être appropriée par tous les intervenants ». Parmi les disciplines scientifiques concernées, l'océanographie côtière va permettre d'appréhender et de répondre aux différentes attentes et problèmes relatifs à la gestion responsable des zones maritimes

côtières, par l'observation, la modélisation, l'analyse et la compréhension des différents processus océaniques bio-géophysiques.



Fig. 1 : Champ d'éoliennes sur l'océan (www.wikipedia.org)

...riche et complexe...

L'étude approfondie de la dynamique océanique côtière est une tâche difficile car l'océan côtier est un milieu particulier, affecté par sa proximité avec la terre. En effet, la présence de la ligne de côte et la proximité des fonds vont « perturber » la dynamique océanique telle qu'on la connaît dans l'océan plus profond et telle qu'elle est souvent décrite dans la théorie (e.g. hypothèse d'océan infini et non affecté par la présence du fond). Ainsi, un des effets des couches peu profondes est une amplification de la marée: lorsque l'onde de marée approche du plateau continental, son amplitude augmente et sa propagation est retardée (Fandry et al., 1985). Ceci est associé à une augmentation significative des courants de marée qui, dans la plupart des mers côtières, constituent la composante dominante du mouvement des masses d'eau. D'autre part, la topographie parfois très abrupte dans certaines régions (p. ex. canyons), peut être à l'origine de processus non linéaires associés à des échelles spatiales réduites (de l'ordre de 1 à 100km) par rapport à celles rencontrées dans l'océan hauturier (avec par exemple le développement de tourbillons méso-échelles générés par les instabilités des courants de pente, comme c'est le cas dans le Golfe de Gascogne, et dont nous discuterons plus en détail dans la partie suivante).

Les courants de dérive dus au vent sont également affectés par la présence de la côte et vont engendrer l'apparition de remontées/descentes d'eaux (upwelling/downwelling), de jets côtiers ou encore, dans certains cas, de houle de tempête et de surcote.

Les fleuves ont également un impact non négligeable sur la circulation côtière. En déchargeant leur eau douce sur le plateau continental ils créent un gradient de densité horizontal important qui génère des courants de densité. De façon plus générale, l'apport des eaux continentales, par les rivières et les écoulements souterrains, a un impact sur la salinité et sur la bio-géochimie.

Outre des aspects propres, la circulation côtière est incluse dans une circulation générale de plus grande échelle et donc soumise à son influence. Cela se traduit notamment par des transferts de masses d'eaux grâce à des courants localisés le long des côtes. N'oublions pas non plus l'influence des événements

épisodiques (tempêtes, crue, tsunamis...), plus difficilement appréhendables car non prévisibles, mais qui viennent s'ajouter à ces forçages déjà nombreux. Les processus ainsi créés vont donc apparaître sous la forme d'un système complexe, caractérisés par des échelles plus petites et plus rapides que celles observées dans l'océan hauturier. Ces dernières vont de la centaine de mètres (effets de la houle par exemple) à plusieurs centaines voire milliers de km (tel le phénomène El Niño), et de quelques secondes à l'inter-annuel climatique.

...dont l'étude nécessite l'utilisation d'outils spécifiques.

Le moyen le plus naturel d'étudier ces processus se fait par des mesures et des observations de l'océan « in-situ » i.e. en allant chercher les informations sur place. Actuellement, ces mesures sont effectuées par des instruments de mesure en surface ou immergés, soit lors de passages de navires océanographiques ou même marchands (grâce à l'utilisation de sondes CTD (**C**onductivité, **T**empérature, **D**ensité) par exemple), soit par des systèmes automatiques, fixes (mouillages, marégraphes) ou dérivants (capteurs dits « Lagrangien »). Ces différentes techniques sont appliquées dans des zones « clés » pour l'étude de processus précis par la mesure de paramètres d'intérêts tels que la température, salinité, pression, courants, et paramètres physico-chimiques. Cependant, même si les moyens d'observations sont aujourd'hui de plus en plus nombreux et perfectionnés, leur coût reste très élevé et la mise en œuvre des mesures en mer parfois difficile. De plus, les échelles spatiales et temporelle de ces mesures sont limitées et leur caractère ponctuel (dans le temps ou dans l'espace) rend difficile une vision synoptique de la circulation générale. Ce constat a motivé l'avènement de « l'océanographie spatiale », c'est à dire l'observation des océans depuis l'espace. Les mesures de température de surface (SST) par imagerie infra-rouge (IR) ont été les premières à être exploitées dès les années 1980. Les premiers satellites altimétriques ont été lancés à partir des années 1990: les satellites ERS-1, ERS-2, et Envisat pour le côté Européen (ESA: **E**uropean **S**pace **A**gency) et les satellites Seasat, Geosat et son successeur GFO par les Américains (US-Navy). Parallèlement, une coopération franco-américaine CNES-NASA s'est développée et a abouti au projet Topex/Poseidon (lancé en août 1992) puis Jason1 (lancé en décembre 2002) et enfin Jason-2, lancé le 20 juin 2008. Aujourd'hui, les radars altimètres mesurent avec une précision centimétrique et une répétitivité régulière la hauteur instantanée de la surface océanique. De ce fait, ils apportent une grande contribution à la connaissance des océans. De nombreux progrès ont pu être réalisés récemment grâce à ces mesures dans la connaissance de la circulation générale océanique. Cependant, proche de la côte, les limites de l'altimétrie apparaissent. A son approche, le signal radar est « pollué » par la proximité avec le continent dont les caractéristiques sont trop différentes de celles d'une surface océanique. Des modifications particulières doivent donc être apportées aux corrections « standards » appliquées afin d'augmenter le nombre de mesures altimétriques exploitables et étendre leur validité au plus près de la côte. Récemment, des algorithmes ont été développés pour étendre l'utilisation des données fournies par l'altimétrie (hauteur dynamique, courants géostrophiques) au milieu côtier (Lyard, 2008).

Une autre façon d'étudier la dynamique océanique est l'utilisation de simulations numériques qui permettent de pallier partiellement (car les modèles ont des erreurs) au manque d'information sur les données et aider à l'étude de ces milieux. En zone côtière, la complexité des processus nécessite la mise en place de modèles adaptés, généralement très coûteux en termes de temps de calcul.

Cette modélisation doit tenir compte des différentes interfaces qui agissent en milieu côtier. Cela se traduit notamment par une paramétrisation particulière des frontières ouvertes, une prise en compte de forçages tels que la marée et les apports des rivières ainsi qu'une représentation précise de la bathymétrie. De plus, contrairement aux modèles développés dans l'océan hauturier, les modèles hydrodynamiques côtiers ne peuvent s'autoriser certaines hypothèses simplificatrices (telles que la non prise en compte des ondes de gravité de surface). La modélisation de la circulation d'une telle zone constitue donc un véritable défi scientifique et technologique. Ces trois types d'outils (satellite, observations in situ et modèle) sont utilisés en synergie afin d'obtenir la représentation la plus réaliste possible de la dynamique océanique. Ainsi, le caractère ponctuel des observations in situ est comblé partiellement par une représentation globale fournie par le modèle qui en retour, a besoin de la réalité des observations in situ et satellite pour valider le réalisme des processus qu'il reproduit. De la même façon, les mesures des satellites n'ont de sens que si elles sont confrontées à des données de terrain.

Aujourd'hui, la tendance vise à combiner une modélisation réaliste de l'océan avec des données provenant de capteurs satellitaires et des mesures in situ à travers les méthodes d'assimilation de données. Grâce à ces trois piliers que sont les mesures spatiales, les mesures in-situ et les modèles numériques, des outils opérationnels, dédiés à la prévision de l'état de l'océan sont mis en place. C'est le cas par exemple des systèmes développés à MERCATOR-Océan. Ces outils opérationnels mis en œuvre actuellement pour l'océan hauturier devraient permettre à terme, la prévision des crises environnementales côtières pour répondre aux besoins et demandes de la société.

Et le Golfe de Gascogne dans tout ça ?

Dans le cadre de ce mémoire, je m'intéresse en particulier à la dynamique côtière du Golfe de Gascogne. Cette région riche et complexe présente un grand nombre de processus physiques qui sont autant de défis pour la modélisation côtière. Cette richesse et cette complexité sont dues principalement à ses caractéristiques géographiques et bathymétriques à l'origine d'une multiplicité des processus dont les échelles spatio-temporelles interagissent. Cela se traduit par la présence de phénomènes de haute fréquence à petite et moyenne échelle (effets de la marée et du vent) et des phénomènes de basse fréquence dans lesquelles on distingue des processus de grande échelle (impact de la circulation générale de l'Atlantique sur le golfe), et de moyennes échelles (courants de pente, tourbillons).

Présentation de la thèse

Ma thèse a pour thématique principale l'observabilité de la variabilité haute fréquence de la circulation de surface du Golfe de Gascogne à partir d'observations in situ, satellite et de simulations numériques. Par « variabilité haute fréquence », j'entends principalement la dynamique forcée par le vent pour des échelles temporelles de l'ordre de quelques heures à quelques jours. En effet, nous avons vu plus haut que la richesse des processus présents en zone côtière aussi bien en termes de variété de processus que d'échelles représentées, était liée à la multiplicité des forçages. Le forçage atmosphérique fait partie de l'un d'eux et est certainement dominant (avec celui de la marée) dans la zone. Mieux comprendre les effets du vent sur la dynamique côtière est donc primordial pour mieux cerner la dynamique côtière en générale. Cela nous amène aussi logiquement à nous poser la question de l'adéquation des outils actuellement disponibles pour l'étude de cette dynamique créée sous l'effet des vents. Je m'intéresserai plus particulièrement à la variabilité de la dynamique de surface du Golfe de Gascogne, durant la période hivernale.

Plus précisément, les principaux objectifs de ma thèse sont :

- **Améliorer notre connaissance des processus dynamiques haute fréquence générés par un forçage atmosphérique de haute fréquence.**
- **Evaluer les capacités et les limites actuelles des outils disponibles pour l'observation et la modélisation de ces processus, en vue de les améliorer.**

Comme décrit plus haut, les trois outils qui existent aujourd'hui pour l'étude de la dynamique côtière sont les observations in situ, les données satellite et les modèles numériques. Rappelons également les limites de ces outils, qui sont principalement : un manque de synopticité et de régularité pour les données in situ, des difficultés pour la validation des données altimétriques à l'approche de la côte, une information uniquement de surface pour les données SST satellite, et un manque de réalisme toujours présent quels que soient les modèles puisque comme le rappelle le célèbre statisticien, George Box, « tous les modèles sont faux ». Faisons donc en sorte qu'ils le soient le moins possible. Dans le cadre de ma thèse, je vais donc faire intervenir ces trois types d'outils. Concernant la simulation numérique, j'utiliserai le code SYMPHONIE du Pôle Océan Couplages (POC, Toulouse) implémenté dans le Golfe de Gascogne.

Stratégie de thèse

Ma première approche est d'évaluer la capacité des données altimétriques à résoudre des aspects de la circulation côtière de petite échelle, à travers l'étude du courant de pente, l'Iberian Poleward Current durant l'hiver 2004. Conjointement, j'utiliserai le modèle SYMPHONIE ainsi que des observations satellite de SST et in situ. Ces observations permettront de caractériser la variabilité du courant de pente

et d'estimer la cohérence des signaux observés dans l'altimétrie. Le modèle quant à lui permettra de mieux comprendre les signaux altimétriques et de leur associer des propriétés de subsurface

L'Iberian Poleward Current constitue l'un des processus majeur de la dynamique hivernale du Golfe de Gascogne. Il a été principalement étudié à travers sa variabilité interannuelle et à partir d'images IR de SST satellite (p.ex. [Garcia-Soto et al., 2002](#)). Ici, nous proposons d'étudier sa variabilité au cours de l'hiver 2004 en utilisant l'altimétrie. Etant donnée son extension spatiale fine (~30 km), l'observation de cette variabilité est impossible à partir d'un jeu de données altimétriques « classique ». La spécificité de notre étude repose donc sur l'utilisation d'un jeu de données « côtier » issu des missions TOPEX/Poséidon et Jason-1, c'est-à-dire ayant subi des traitements spécifiques au côtier (chaîne XTRACK du COTH, LEGOS). De plus, nous analyserons les données le long des traces, et non pas des données cartographiées. Par ailleurs, le choix de l'année 2004 pour l'étude de ce courant repose sur le fait qu'un travail d'intercomparaison de modèles avait déjà été réalisé dans le Golfe de Gascogne pour cette année-ci ([Reffray et al., 2008](#)) avec une configuration du code SYMPHONIE similaire à celle que nous utilisons.

L'élaboration de ce jeu de données « côtier » est le résultat d'un effort de recherche important au sein de la communauté scientifique internationale dont l'objectif principal est d'améliorer la précision et l'abondance des données altimétriques en zone côtière. Notre étude apparait donc comme une expertise, en vue de tester et valider ces nouveaux produits.

Les principaux objectifs de cette étude sont donc :

1/ Documenter la variabilité du courant de pente (l'IPC, Iberian Poleward Current) le long de la côte nord espagnole durant l'hiver 2004 à partir d'observations de SST, de données in situ de courant de surface et d'un modèle numérique.

2/ Estimer l'adéquation de l'altimétrie pour l'étude des variations de l'Iberian Poleward Current.

Ce travail a fait l'objet d'un article publié au Journal of Marine Systems (Novembre 2011).

Dans une seconde approche, je me suis intéressée à la caractérisation de la réponse de l'océan au passage d'une tempête dans une simulation numérique et des observations in situ et satellite. La tempête en question, nommée « Klaus », a touché les côtes espagnoles et françaises le 24 janvier 2009 et a été responsable de la mort de 28 personnes et de nombreux dégâts matériels.

De nombreuses études ont porté sur la réponse de l'océan aux cyclones tropicaux mais peu d'études à ma connaissance se sont intéressées à la réponse au passage de cyclones extra-tropicaux tels que Klaus, dans le Golfe de Gascogne. La plupart sont ciblées sur un processus particulier notamment les

phénomènes de surcotes ou encore l'impact d'un canyon (Skiris 2004, en Méditerranée). Ici, je m'intéresse à l'ensemble des phénomènes qui affectent la dynamique côtière superficielle suite au passage de la tempête : notamment, le phénomène de surcote, le mélange vertical et le refroidissement associé ou encore la génération de courants. Quels sont les processus simulés ? Quelle est la signature de ces processus sur les variables observées (température et courant de surface, élévation de la surface) ? Quelles sont les échelles spatiales et temporelles associées ? Les signaux simulés sont-ils en bon accord avec ceux observés ? Ces questions sont celles que j'adresse dans cette seconde partie de mon travail.

Des études précédentes, menées sur les cyclones aux plus basses latitudes ont montré que ce type d'évènements, bien que se produisant à de petites échelles spatiales, avaient néanmoins un impact à grande échelle sur la stratification en densité de l'océan et la circulation thermohaline, notamment par les effets de mélange vertical qu'ils induisent (voir par exemple Emmanuel, 2001). Ce sont également des évènements qui incorporent une grande quantité d'énergie dans l'océan en un temps réduit, énergie qui va être dissipée à travers différents mécanismes, tels que la génération d'ondes internes, de courants inertiels, ou encore de mélange (voir par ex Nilson, 1995). Même si les cyclones de nos latitudes n'ont pas la même intensité ni les mêmes sources d'énergie, la physique qu'ils induisent comporte des similarités. Par conséquent ils ont probablement, de la même façon, un impact notable sur la dynamique de plus grande échelle. Il est donc important de mieux connaître ces processus associés au passage d'un évènement extrême et leur représentation dans un modèle numérique se révèle être une composante essentielle à prendre en compte dans un contexte tourné vers l'amélioration des modèles océaniques côtiers et par extension dans les modèles opérationnels et climatiques.

Les principaux objectifs de l'étude sont :

- 1/ Améliorer nos connaissances de la réponse de l'océan suite au passage d'une tempête dans le Golfe de Gascogne.**
- 2/ Evaluer la capacité de notre modèle numérique à représenter la réponse de l'océan à un tel évènement. Quels sont les paramètres qui entrent en jeu pour permettre une représentation réaliste de cette réponse ?**
- 3/ Estimer la pertinence du réseau d'observation actuellement disponible dans le Golfe de Gascogne pour, d'une part, représenter correctement la réponse de l'océan au passage d'une tempête telle Klaus et d'autre part, permettre la validation d'une simulation numérique dans la représentation de cette réponse.**

Au fil de ma thèse, puisque l'un des objectifs est d'approcher au mieux nos simulations de la réalité, nous avons mis en place une seconde configuration en tirant profit des conclusions de la première étude sur l'Iberian Poleward Current. Cette configuration « optimisée » est le résultat d'un long

processus qui s'est traduit par la réalisation de plusieurs tests de paramétrisation pour bénéficier des améliorations générales apportées par l'équipe de développement du code (P. Marsaleix et son groupe) soit à l'environnement du code, soit aux paramétrisations et aspects numériques.

Par ailleurs, ma thèse s'inscrit dans le cadre du projet EPIGRAM (*Études Physiques Intégrées en Gascogne et Région Atlantique-Manche*). Dans le cadre de ce projet national, plusieurs campagnes en mer ont été réalisées dans les régions Manche et Golfe de Gascogne avec pour objectif principal « une meilleure compréhension des processus dynamiques principaux de la plate-forme continentale et des marges dans les régions Manche et Golfe de Gascogne ainsi que la capacité des modèles numériques à les représenter » (extrait de wwz.ifremer.fr/epigram/). Les processus étudiés dans ce projet vont de la haute fréquence à la variabilité saisonnière au plus et se répartissent autour de 5 axes majeurs. Ma thèse, qui concerne plus spécifiquement l'étude de la réponse de l'océan côtier au forçage atmosphérique, est associée à l'axe 4. L'appartenance à ce projet m'a permis de participer à l'une des campagnes en mer (MOUTON) organisées dans le cadre d'EPIGRAM durant l'été 2009, dont l'objectif était de mettre en place des mouillages et de réaliser des mesures de la stratification et de la circulation du plateau continental, en particulier pour l'étude des courants de marée.

Enfin, de façon plus générale, ma participation à ce projet m'a permis de m'introduire dans la communauté française sur ce thème, notamment à travers la participation à des conférences. J'ai eu aussi l'occasion d'entrer en collaboration avec Anna Rubio et Julien Mader du laboratoire d'AZTI en Espagne (www.azti.es) qui m'ont fourni des données de mouillage que j'ai pu utiliser et comparer avec mes sorties de modèle dans le cadre de l'étude de la réponse océanique à la tempête Klaus. Cette collaboration débouchera sur un article que je compte soumettre cet hiver.

Mon manuscrit de thèse s'organise de la façon suivante :

- ✦ La première partie est divisée en deux chapitres. Le premier est consacré à la présentation de la zone d'étude : le Golfe de Gascogne, sa géographie, sa bathymétrie et les caractéristiques principales de sa dynamique océanique. Le second décrit le code SYMPHONIE, les principales équations qui le caractérisent et les différentes configurations utilisées lors de ma thèse.
- ✦ La seconde partie est dédiée à l'étude de la variabilité du courant de pente (l'IPC) à partir d'un jeu de données altimétriques « côtier ». J'y décrirai le principe de l'altimétrie, les corrections apportées et les limitations près des côtes. L'article publié au *Journal of Marine Systems* constituera le second chapitre de cette partie.
- ✦ L'étude de la réponse de l'océan à la tempête Klaus constituera la troisième et dernière partie. Je commencerai par analyser le contexte atmosphérique puis la réponse océanique.

Enfin, je présenterai la synthèse de ces travaux en conclusion.

Partie I

Modélisation régionale réaliste: le Golfe de Gascogne

Sommaire

Résumé.....	17
Chapitre 1 Le Golfe de Gascogne : présentation générale.....	19
I. Description générale.....	19
II. Conditions atmosphériques typiques.....	21
III. Circulation et processus dans le Golfe de Gascogne.....	22
IV. Résumé des caractéristiques de l'hydrodynamique de la zone en hiver.....	33
Chapitre 2 Stratégie de modélisation.....	37
I. Présentation du modèle SYMPHONIE.....	37
II. Configurations Golfe de Gascogne	46



Fig I.1 - Le Golfe du Gascogne – d’après le satellite Aqua @Nasa

RESUME:

Dans cette première partie, je présente dans un premier temps les éléments principaux de la dynamique de ma zone d'étude, le Golfe de Gascogne. Je la replace dans son contexte global, décris ses caractéristiques géographique et bathymétrique, et mets en évidence la richesse des processus qu'elle abrite, leur échelle et leur variabilité. Je poursuis par la présentation du modèle SYMPHONIE, choisi pour représenter cette dynamique, les équations de base sur lesquelles il repose et ses spécificités.

Les objectifs ici sont:

- 1/ Une meilleure compréhension de la dynamique globale de la zone et de l'importance des forçages atmosphériques et de leur variabilité quant à la physique de l'océan à différentes échelles.
 - 2/ Une meilleure estimation des enjeux liés à la modélisation réaliste de cette dynamique.
 - 3/ Une première approche des paramètres dont la mauvaise détermination sera potentiellement la source principale d'erreurs de modélisation.
-

Chapitre 1

Le Golfe de Gascogne: Présentation générale

I. Description générale

I.1. Caractéristiques géographiques et bathymétriques

Le Golfe de Gascogne est la façade atlantique du littoral français et nord espagnol. Sa limite conventionnelle est une droite joignant le cap Ortegal, en Galice (vers 43°N), à la bouée d'ar-Men, au large de Sein (48°N). Le domaine se caractérise par un vaste plateau continental séparé de la plaine abyssale par le talus continental (Fig. I.2).

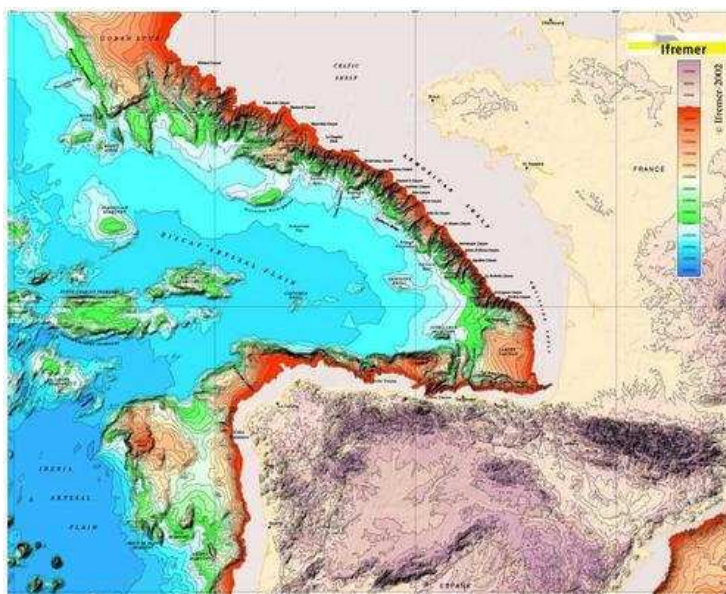


Fig. I.2 - Carte bathymétrique du Golfe de Gascogne (IFREMER/département DRO/GM).

Dans la section précédente, nous avons vu que l'un des forçages à l'origine de la complexité des processus océaniques observés dans les zones côtières était les variations de la bathymétrie. De ce point de vue, le Golfe de Gascogne est une zone particulièrement diversifiée. Sa diversité se trouve notamment dans l'importance et l'aspect du plateau continental. D'abord très large à l'ouest d'Ouessant

(300 km), il s'amenuise vers le sud avec 120 km au large de la Gironde et 30 km au large du pays Basque et des côtes espagnoles. Dans le sud du golfe, lorsque le plateau se rétrécit considérablement, il existe une profonde cassure: le « gouf » de CapBreton qui entaille profondément le plateau continental séparant la plaque Aquitaine au nord de la plaque Cantabrique au sud. Comme il est très proche de la côte, le gouf de CapBreton a une grande influence sur les conditions hydrologiques de la zone. D'autres incidents topographiques entaillent plus ou moins profondément les talus français et espagnol. On notera par exemple le canyon du Cap Ferret vers 44.5°N, ou encore le Canyon del Ferro situé à l'ouest de la péninsule Ibérique. La plaine abyssale quant à elle est une zone très peu perturbée excepté vers le bord ouest où l'on rencontre le mont sous-marin Charcot. C'est une zone ouverte sur l'océan Atlantique Nord, profonde de 4000 m et qui occupe la majeure partie du Golfe. Ainsi, le Golfe de Gascogne se caractérise par diverses régions géographiques qui ont aussi leur hydrologie propre.

I.2. Fleuves

La Loire et la Gironde sont les deux principaux fleuves qui se déversent sur le plateau continental du Golfe de Gascogne (voir la Fig.I.3). En moyenne, le plateau continental français reçoit $27000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ d'eau douce provenant de ses fleuves. Leurs débits annuels moyens sont d'environ $900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à chacun, avec un maximum en hiver ou au printemps dépassant $3\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et un minimum de $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en été (Lazure and Jégou, 1998). L'influence d'autres fleuves tels que l'Adour et la Vilaine est moindre mais reste significatif. Si les eaux des panaches fluviaux se confinent à la côte (environ 20 km) en hiver, le changement de régime des vents qui se produit au printemps peut faire dériver ces lentilles d'eau moins salée jusqu'au talus continental (Lazure and Jégou, 1998).

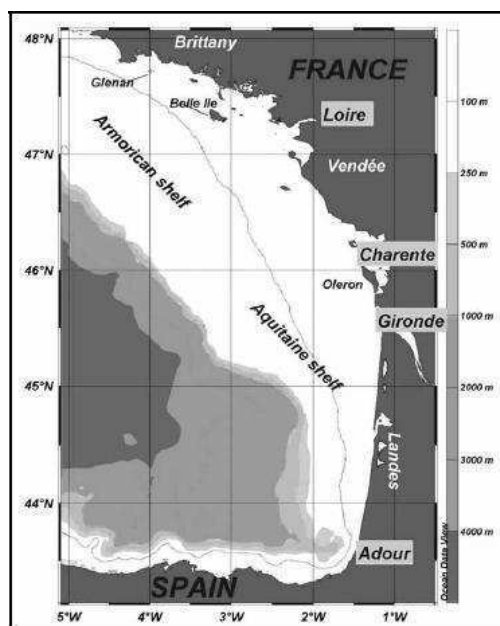


Fig. I.3 - Carte du plateau continental du Golfe de Gascogne et de ses fleuves (Loire, Charente, Gironde, Adour). La ligne en pointillés correspond à l'isobathe 100m (extrait de Puillat et al., 2006).

II. Conditions atmosphériques typiques.

La circulation atmosphérique du Golfe de Gascogne est principalement contrôlée par l'activité d'un système anticyclonique au sud de 40°N centré à proximité de l'archipel des Açores (l'« anticyclone des Açores ») et d'un système dépressionnaire, la « dépression d'Islande », centré sur l'Islande et le Groenland, à environ 60°N. Le régime des vents dans le Golfe de Gascogne est très fluctuant car ils dépendent des positions respectives de l'anticyclone des Açores et de la dépression d'Islande fortement variables dans le temps et l'espace. La climatologie des vents dans la zone a donc un caractère saisonnier très marqué (Fig. I.4).

En hiver, on assiste au creusement de la dépression d'Islande vers le sud du bassin ce qui a pour effet de repousser légèrement l'anticyclone des Açores au sud. Ceci favorise un régime de vents forts orientés à l'ouest/sud-ouest; à l'origine de perturbations qui se déplacent vers l'est, accompagnés d'une forte houle. On peut distinguer trois types de régimes:

- Un flux d'ouest/sud-ouest, le plus fréquent en cette saison. Il se caractérise par des perturbations très fréquentes, qui se forment le plus souvent sur l'Atlantique et traversent ensuite le golfe d'ouest en est. Elles sont accompagnées de vent d'ouest souvent très violents.
- Un flux de nord-ouest qui apporte au Golfe de Gascogne des masses d'air d'origine arctique, beaucoup plus froid que la température de la mer.
- Un flux de nord-est, durant lequel l'anticyclone est centré sur la Scandinavie et s'étend jusque dans la zone des Açores. Le courant perturbé atlantique se trouve bloqué et rejeté vers le nord. Le temps est donc moins perturbé, et accompagné d'air froid.

En été, la dépression d'Islande se comble, l'anticyclone des Açores remonte légèrement au nord/nord-ouest et s'étend vers le Golfe de Gascogne. Les vents prennent alors une direction ouest/nord-ouest et sont moins intenses et plus réguliers. On distingue deux types de temps en cette période:

- beau temps d'été: ce régime est caractérisé par la présence de l'anticyclone des Açores débordant sur le golfe; le temps est sec sur la zone et les vents variables et faibles.
- temps perturbés: si les hautes pressions nord-atlantique se décalent au sud, le flux perturbé d'ouest atteint le Golfe de Gascogne; le temps est alors frais et humide avec des vents orientés au nord-ouest. Dans un flux de sud-sud est, des orages peuvent aussi éclater sur le nord des Pyrénées au contact de l'air humide océanique et l'air chaud remontant d'Afrique.

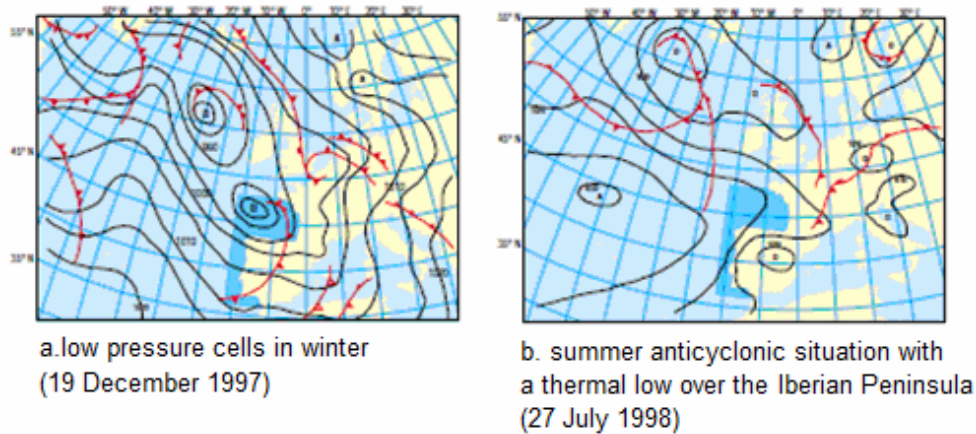


Fig. I.4 - Situation atmosphérique (a.) de la période hivernale (19 décembre 1997) et (b) de la période estivale (27 juillet 1998). Pression atmosphérique. (D'après le rapport [OSPAR, 2000](#)).

III. Circulation et processus dans le Golfe de Gascogne

Dans cette section nous montrons dans quel contexte de la circulation Atlantique Nord le Golfe de Gascogne se situe. Puis, nous nous intéresserons exclusivement au golfe et à sa dynamique locale.

III.1. Hydrologie

Les masses d'eau présentes dans l'Atlantique Nord Est au voisinage du Golfe de Gascogne se caractérisent par la présence de trois couches ([Van Aken \(2000\)](#) ; et Fig.I.5):

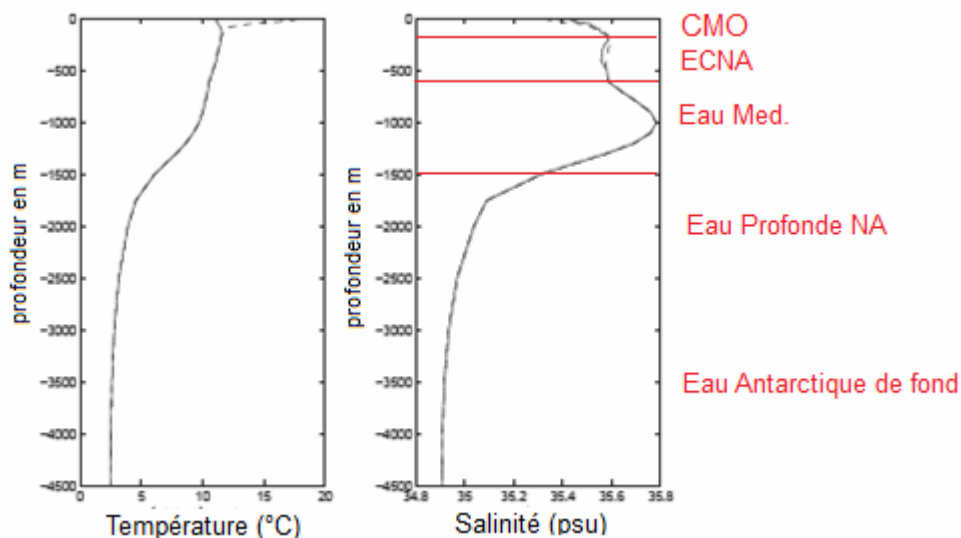


Fig. I.5 - Profils hydrologiques typiques du Golfe de Gascogne : température et salinité LEVITUS94 moyennées sur la zone étudiée. La courbe en trait plein représente la couche de mélange hivernale entre 0 et 400 m et la courbe en pointillés la thermocline saisonnière estivale de 20 à 90-100 m environ, surplombée par la couche de mélange en été. En-dessous, jusqu'à 600 m, se trouve l'Eau Centrale Nord-Atlantique. Puis, de 600 à 1500 m, l'eau Méditerranéenne, au-dessus de l'Eau Profonde Nord-Atlantique et de l'Eau Antarctique de Fond (extrait de la thèse d'[Ivane Pairaud \(2006\)](#)).

- La couche supérieure : elle s'étend sur 500 m, constituée de la couche de mélange, de la thermocline saisonnière et de l'Eau Centrale Nord-Atlantique.
- La couche intermédiaire : de 500 à 1500-2000 m, constituée de l'Eau Méditerranéenne et de l'Eau Intermédiaire Sub-Arctique.
- La couche inférieure : plus profonde, qui est occupée par l'Eau Profonde Nord-Atlantique et l'Eau Antarctique de Fond.

III.1.1 La couche supérieure.

Les propriétés hydrologiques des couches superficielles de l'océan varient saisonnièrement. En hiver, l'atmosphère se refroidit et les eaux de surface sont brassées sous l'influence des dépressions atmosphériques plus fréquentes. La couche de mélange de surface est donc plus froide et plus épaisse. Au printemps, le réchauffement atmosphérique entraîne un flux de chaleur vers l'océan, conjointement à la turbulence induite par le vent qui homogénéise la température sur une quarantaine de mètres. Cette couche de mélange estivale se réchauffe au printemps et surtout en été, où elle surplombe la thermocline saisonnière très marquée vers 50 m de profondeur. Puis cette couche de mélange s'épaissit et se refroidit jusqu'à l'hiver suivant. La masse d'eau qui se trouve en-dessous de la couche supérieure, est constituée de l'Eau Centrale Nord-Atlantique (ECNA). Elle est localisée à des profondeurs allant jusqu'à 600 m et se caractérise par des températures et des salinités comprises respectivement entre 10.5 et 12.5°C et entre 35.60 et 35.75 ‰ (cf Tab. 1). En hiver, la couche de mélange atteint de grandes profondeurs et sa partie inférieure est intégrée dans l'Eau Centrale Nord-Atlantique. Une branche subpolaire de l'ENAC est formée au sud de la Dérive Nord Atlantique et progresse vers le Sud Est pour pénétrer dans le Golfe de Gascogne (Pollard et al, 1996). Une branche subtropicale, au Nord du courant des Açores, se déplace vers le Nord-Est en direction des côtes espagnoles (Pingree, 1997) (cf Fig. I.6).

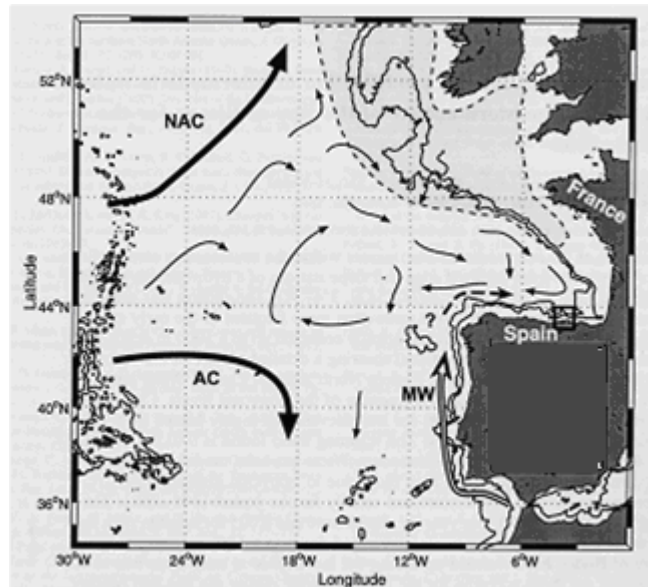


Fig. I.6- Structure des courants de surface (flèches en trait épais : dérive nord Atlantique –NAC-, courant des Açores –AC-) avec circulation au sein du Golfe de Gascogne (flèches en trait fin), et du sous-courant méditerranéen (flèche blanche –MW-) et sa continuité dans le golfe (flèche en tirets). La zone grisée correspond à la zone de formation d’eaux intermédiaires par convection en hiver (issue de [Gonzalez-Pola et al., 2005](#)).

III.1.2 La couche intermédiaire.

La couche située entre 600 et 1500 m de profondeur est constituée de l'Eau Méditerranéenne (MW), l'Eau Sub-Arctique intermédiaire de l'Atlantique Est (EASAIW), et l'Eau de la Mer du Labrador (LSW). Il s'agit d'une langue d'eau méditerranéenne remontant vers le nord en suivant les côtes européennes. La partie supérieure de cette masse d'eau est caractérisée par une faible décroissance de la température et un accroissement de la salinité en profondeur (cf Tab.1). Sa partie inférieure est caractéristique de l'océan profond. Entre les deux, vers 1000 m, la salinité atteint un maximum et le gradient de température est inversé. Au nord-ouest, à la frontière du Golfe de Gascogne, on distingue une masse d'eau entre 600 et 1500 m qui est caractérisée par un minimum de salinité vers 800 m qui se distingue de l'Eau Méditerranéenne : l'Eau Sub-Arctique Intermédiaire. Vers 1500 m, on retrouve aussi une eau riche en oxygène dissous, particulièrement froide et peu salée : l'Eau de la Mer du Labrador (LSW), présente au Nord de la zone ([OSPAR, 2000](#)). La faible salinité de cette masse d'eau est masquée par le mélange avec la MW sus-jacente.

III.1.3 La couche inférieure

Enfin, les eaux de fond au-delà de 1500 m de profondeur sont relativement homogènes. Ce sont des eaux froides (2 à 4°C) constituées de l'Eau Profonde Nord-Atlantique (NADW) qui s'écoule depuis la mer de Norvège et de l'Eau Antarctique de Fond (ABW) (pour des profondeurs supérieures à 4000 m)

qui s'écoule depuis le sud et longe le relief le long du talus ibérique avant d'entrer dans le Golfe de Gascogne à l'ouest du banc de Galice, après quoi elle rejoint la plaine abyssale.

Le tableau ci-dessous résume les principales caractéristiques des masses d'eaux de l'Atlantique nord est.

<i>Eaux modales</i>	Z(m)	T(°C)	S	σ (kg.m⁻³)
ENACW(branche subtropicale)	< 300	>12.5	>35.75	<27.05
ENACW(branche subpolaire)	< 400	10.5-12.5	35.55-35.70	27.05-27.15
ENACW(Golfe de Gascogne)	< 600	10.5-11.5	35.55-35.60	27.15-27.25
MW(coeur de surface)	400-700	11.8-12.2	35.80-35.90	27.20-27.30
MW(coeur inférieur)	700-900	10.5-13.5	35.80-36.80	27.40-27.65
MW(coeur supérieur)	1000-1500	9.5-12.5	35.80-37.50	27.70-27.85
EASAIW	500-1500	6.0-9.0	35.10-35.30	27.40-27.60
LSW	1500-3000	3.4-4.0	34.90-34.95	27.70-27.80
LDW	> 3000	<3.3	34.90-34.95	>27.80

Tab. 1 - Les eaux modales dans l'Atlantique Nord-Est : ENACW = Eastern North Atlantic Central Water, MW = Mediterranean Water, EASAIW = Eastern Atlantic Sub-Arctic Intermediate Water, LSW = Labrador Sea Water et LDW = Lower Deep Water. Chaque masse d'eau est caractérisée par sa profondeur z, sa température potentielle T sa salinité S et son anomalie de densité potentielle σ (extrait de [Reffray et al., 2008](#)), inspiré de plusieurs sources bibliographiques).

III.2 Circulation générale du Golfe de Gascogne

Comme nous l'avons vu en section I.1, le golfe de Gascogne peut être découpé en trois zones bien distinctes: la plaine abyssale, le talus continental et le plateau continental. Les circulations qui s'y développent sont spécifiques et leur occurrence non systématique. Elles présentent pour la plupart une forte variabilité saisonnière mais aussi interannuelle. La figure I.7 donne une vue schématique de la dynamique générale du golfe.

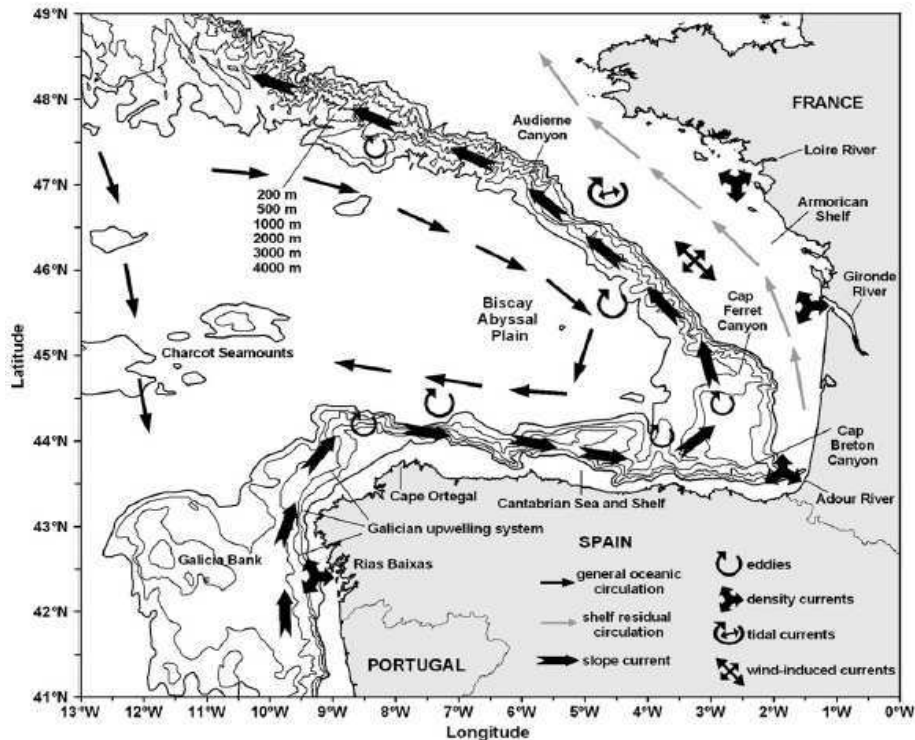


Fig. I.7- Circulation générale dans le Golfe de Gascogne (d'après Koutsikopoulos et Le Cann, 1996, modifiée par Ferrer et al., 2009).

III.2.1 Circulation dans la plaine abyssale

Les courants dominants du Golfe de Gascogne appartiennent au système de dérive Nord Atlantique et décrivent globalement une circulation anticyclonique. Ainsi, la branche la plus au sud de cette dérive, qui porte à l'est, s'infléchit au sud de la Bretagne vers le sud-est, s'écoule dans le Golfe de Gascogne le long des côtes françaises puis longe les côtes espagnoles en portant vers l'ouest. En surface, des mesures de courant fournies par des flotteurs dérivants (Pingree, 1993) ont permis de montrer que de manière générale, les courants au-dessus de la plaine abyssale sont relativement faibles (1 à 2 cm/s). D'après Pingree et Le Cann (1995), ceci s'explique d'une part par la localisation de la zone d'étude, située à mi-latitude entre la zone d'influence du courant des Açores au sud et celle du courant Nord-Atlantique au nord et d'autre part par le fait que le Golfe de Gascogne est semblable à une baie océanique semi-fermée. A partir de résultats fournis par des bouées dérivantes, Van Aken (2002) met quant à lui en évidence une saisonnalité des courants moyens dans le golfe: en été, la circulation de surface dans la zone profonde est orientée au sud/sud-est (vitesse moyenne $\sim 1,7$ cm/s). En hiver, le flux moyen est orienté à l'est (vitesse $\sim 1,5$ cm/s). Cette circulation grande échelle de faible amplitude est masquée par la dynamique méso-échelle et plus particulièrement par la présence de tourbillons cycloniques et anticycloniques tels que les SWODDIES (Pingree and Le Cann, 1992) formés par les instabilités d'un courant qui longe la pente continentale. Nous décrivons plus en détail ces structures et leur mécanisme de formation dans la section qui suit. Globalement on peut donc considérer que la circulation est globalement anticyclonique dans la partie profonde et tend à devenir cyclonique le long du talus.

III.2.2 Circulation le long du talus et sur le plateau

La dynamique le long du talus et sur le plateau continental est beaucoup plus variable que celle observée en plaine abyssale. Le long du talus, les courants résiduels sont plus forts et majoritairement orientés vers le pôle (Pingree and Le Cann 1990). Ils montrent de nombreuses fluctuations à toutes les échelles de temps. Sur le plateau continental, la circulation et les divers processus qui s'y développent sont fortement dépendants des effets conjugués de la marée, du vent, et des apports fluviaux.

a) Le courant de pente

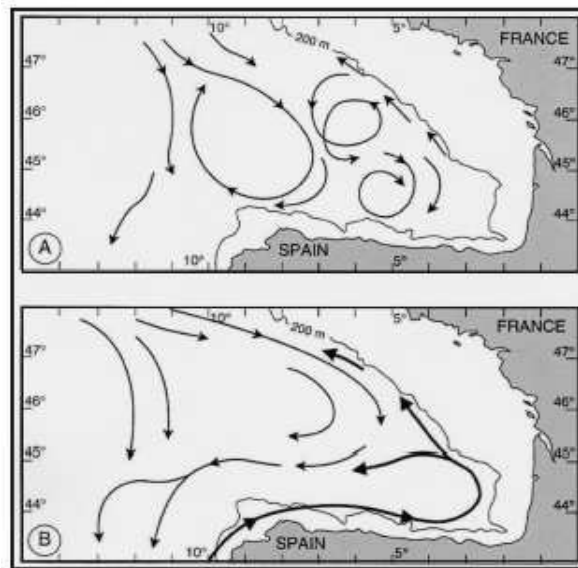


Fig. I.8 - Schéma des courants de surface et de pente, (A) en période estivale et pendant une période de faible courant de pente, et (B) en période hivernale avec une forte intrusion du courant de pente (D'après Durrieu de Madron et al., 1999).

Le long du talus continental, on relève la présence d'un courant géostrophique (10-20 cm/s) dirigé vers le pôle, qui sépare la dynamique du plateau de celle de l'océan profond. Il s'agit de l'Iberian Poleward Current (IPC). La pente du niveau de la mer qui lui est associée est provoquée par un flux d'est généré en réponse au gradient de densité méridien de grande échelle (Huthnance, 1984). Sa structure de surface et de subsurface ainsi que sa variabilité ont été étudiées en détails par Pingree et Le Cann (1989, 1990, 1995a) et Koutsikopoulos et Le Cann (1996). Bien que le gradient de densité soit le forçage dominant, le courant de pente est également sensible au vent. Ainsi, à plus petite échelle, le courant de pente est soumis aux effets de la marée et du vent à l'origine de variations locales rapides du courant telle que des inversions occasionnelles de sa direction (Thorpe, 1987 ; Pingree and Le Cann, 1990). A plus grande échelle, il se caractérise par une variation saisonnière bien marquée, attribuée à la distribution saisonnière du vent à la péninsule Ibérique: en été (Fig. I.8A), le régime de vent principalement du nord-est est favorable à l'établissement d'upwellings. Par ailleurs, le courant de pente est faible. En hiver (Fig. I.8B), la composante sud du stress du vent se relaxe et permet le

développement du courant vers le pôle. L'amplitude du courant est alors maximum car il est en accord avec la direction voulue par le forçage en densité de plus grande échelle décrit plus haut. A partir d'observations multi-annuelles de courants, [Pingree and Le Cann \(1990\)](#) ont ainsi mesuré une vitesse résiduelle vers le pôle de quelques centimètres par seconde et une augmentation du transport vers le nord (environ $3.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) le long des talus Celtique et Armoricain. Du fait de sa direction sud/nord, les eaux qu'il advecte sont des eaux chaudes et salées, qui contournent la péninsule Ibérique et s'introduisent plus ou moins selon les années dans la partie sud du golfe en longeant le talus. Sur sa trajectoire, le courant rencontre des incidents bathymétriques qui le rendent instable: il se détache alors de la pente continentale, forme des méandres, et engendre des tourbillons d'eau chaude anticycloniques accompagnés de cyclones. Ces structures sont appelées SWODDIES (**S**lope **W**ater **O**ceanic **e**DDIES) et se forment au niveau des canyons du Cap Ortegal, du Canyon du Cap Ferret ou au niveau du canyon de Santander ([Garcia-Soto et al., 2002](#)). Le plus souvent, ils migrent vers l'ouest avec une vitesse de quelques centimètres par seconde entraînant les eaux du talus vers l'océan plus profond. Certains peuvent persister jusqu'à l'été suivant. L'occurrence de ces tourbillons varie d'une année sur l'autre selon l'intensité du courant de pente. Ainsi, [Pingree and Le Cann \(1992b\)](#) et [Pingree \(1994\)](#) ont montré que la formation de deux tourbillons durant l'hiver de 1989/1990 coïncidait avec un transport vers le nord particulièrement intense des eaux chaudes de surface le long de la côte atlantique de la péninsule ibérique. Ils nomment cette intensification épisodique du courant de pente de surface le « courant de Navidad ». Il a été ainsi nommé par [Pingree et Le Cann \(1992a\)](#) car il apparaît à la période de Noël (« Nativité » en espagnol). La variation interannuelle du développement de la Navidad pourrait être corrélée à l'oscillation Nord Atlantique ([Garcia-Soto et al., 2002](#)).

b) Les courants de marée

Du fait de sa configuration géographique et topographique, le Golfe de Gascogne fait partie des régions du monde où la marée est la plus forte. En effet, les obstacles que constituent le talus et les plateaux continentaux intensifient les courants de marée en transformant l'énergie potentielle en énergie cinétique et en mélange turbulent ([Jezequel et al., 2002](#)). De cette façon, on observe des courants de marée relativement faibles sur la plaine abyssale (quelques cm/s) mais intensifiés en arrivant sur le plateau. Sur certaines zones très resserrées, telles que le raz de Sein ou le raz d'Ouessant, ils peuvent atteindre 2m/s.

L'amplitude de la marée est le résultat de la somme de plusieurs ondes sinusoïdales de différentes fréquences. On distingue les ondes à composante semi-diurne tels que l'onde M2 et S2 qui engendrent deux pleines mers et deux basses mers respectivement par jour lunaire (24h50min) et par jour solaire (24h); et les ondes à composante diurne telles que l'onde K1 et O1 qui engendrent une pleine mer et une basse mer respectivement par jour solaire (24h) et par jour sidéral (23h56min). Dans certaines zones, il faut additionner jusqu'à une centaine de ces ondes pour obtenir une prévision précise de la marée. Dans le Golfe de Gascogne, l'onde principale est M2 mais il ne faut pas négliger l'onde non linéaire quart diurne M4 ([Le Cann, 1990](#)). Les courants de l'onde M2 sont maximum lorsque le plateau est le plus large, ils augmentent donc du sud vers le nord et atteignent un maximum à l'entrée de la

Manche.

Les courants de marée ont un impact sur la circulation du plateau continental. A un instant donné, on observe des courants « instantanés » qui peuvent être très importants à certains endroits. A plus long terme, l'effet est plus subtil. En effet, au cours d'une période de marée, les effets des courants de marée vont avoir tendance à s'annuler. Mais ceci n'est pas vrai partout et des courants « résiduels » permanents de quelques cm/s peuvent apparaître, qui sont globalement orientés vers le nord-est en période de flot et vers le sud-ouest en période de jusant. A l'entrée de la Manche, leur direction générale est nord-sud au voisinage de Sein et Ouessant. Ils sont par contre orientés est-ouest à l'entrée de la Manche.

Outre l'effet sur la circulation, les courants de marée ont également un effet sur le mélange. Celui-ci peut être déterminant dans les zones de relief accidenté (forts courants de marée instantanés) : la colonne d'eau est homogénéisée par le mélange des eaux de surface avec celles du fond (par ex : front d'Ouessant).

Par ailleurs, lorsque la colonne d'eau est stratifiée (en été notamment), l'interaction de la marée avec le talus continental peut engendrer des ondes internes: l'interface entre les eaux chaudes et froides oscille verticalement. La partie du talus située au sud-ouest de la pointe bretonne est un site particulièrement actif de génération de telles ondes. Ces ondes vont se propager de part et d'autre du talus, et donc en particulier vers le plateau. Elles ont pour effet une modification des conditions de stratification en modifiant les conditions de mélange. Elles s'accompagnent également de courants pouvant atteindre deux ou trois dizaines de centimètres par seconde. Les caractéristiques majeures des ondes internes ont été observées par [Pingree and New \(1995\)](#) et modélisées par le modèle barocline isopycnal MICOM ([Pichon and Correard, 2006](#)). Durant son travail de thèse, I. Pairaud a analysé la marée barotrope et la marée barocline dans une configuration de SYMPHONIE proche de la nôtre. Elle a montré que le modèle était capable de fournir une représentation réaliste de la marée, notamment en comparaison avec les données issues de la campagne MINT94 ([Pairaud et al., 2008](#) ; [Pairaud et al., 2010](#))

c) La circulation due au vent

Bien que les courants de marée sur le plateau puissent devenir localement dominants à de faibles profondeurs, sur la majeure partie du plateau, à des profondeurs supérieures à 30 m, les masses d'eau sont mises en mouvement principalement par les vents. Les courants qu'ils induisent, variables en intensité et en direction, constituent le principal facteur du transport et du renouvellement des eaux sur le plateau continental. En hiver, les courants de surface sont plutôt dirigés vers le nord sous l'effet des vents d'ouest à sud-ouest dominants ([Pingree and Le Cann, 1990](#)) alors qu'ils se dirigent vers le sud au printemps et en été, sous l'influence des vents dominants de nord-ouest. Toutefois, ces schémas de circulation ne représentent qu'une moyenne. A court terme, ils dépendent de l'alternance des régimes météorologiques.

Upwelling

Plus localement, les effets du vent à proximité d'une côte sont à l'origine du mécanisme d'upwelling: Un

vent qui souffle parallèlement à la côte (côte à sa gauche dans l'hémisphère nord) va générer, sous l'effet de la force de Coriolis, un courant vers le large. Le transport associé (transport d'Ekman) est compensé par une remontée locale d'eaux froides le long de la côte (Fig. I.9). Dans le Golfe de Gascogne, les upwellings côtiers constituent le processus hydrodynamique le plus significatif de la période estivale (d'Avril à Octobre) (Wooster et al., 1976 ; Fiuza et al., 1982). Les vents dominants étant de nord à cette période, on les observe principalement le long de la côte ouest ibérique. Néanmoins, on les signale également entre les caps Finisterre et Breton le long de la côte nord ibérique en présence de vent persistant de nord-est (Lavin et al, 1998) et le long des côtes Landaises par vents du nord/ nord-ouest (Jegou et Lazure, 1995) (Fig. I.9). Outre le refroidissement des eaux côtières, les systèmes d'upwelling sont également responsables d'un transport de masses d'eaux du plateau continental vers le large concentré dans les filaments d'upwelling qui s'étalent perpendiculairement aux côtes (Haynes et al., 1993).

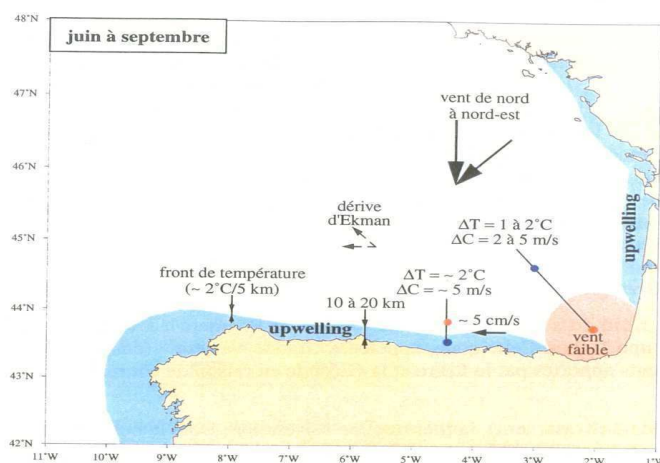


Fig. I.9 - Upwelling dans le Golfe de Gascogne (extrait de Reffray et al., 2008).

Phénomènes inertiels

En période stratifiée, l'action du vent sur la surface de l'eau peut générer des phénomènes à fréquences quasi-inertielles (période proche de 17,5 h à nos latitudes): lorsqu'une masse d'eau de surface est soumise à l'action du vent, elle est mise en mouvement. Si le vent s'arrête soudainement, le courant ne cesse pas immédiatement et continuera à être soumis à la force de Coriolis. Le courant aura alors tendance à prendre une trajectoire circulaire, d'une période égale à la période d'inertie (qui varie en fonction de la latitude). Un tel mouvement est nommé « courant inertiel ».

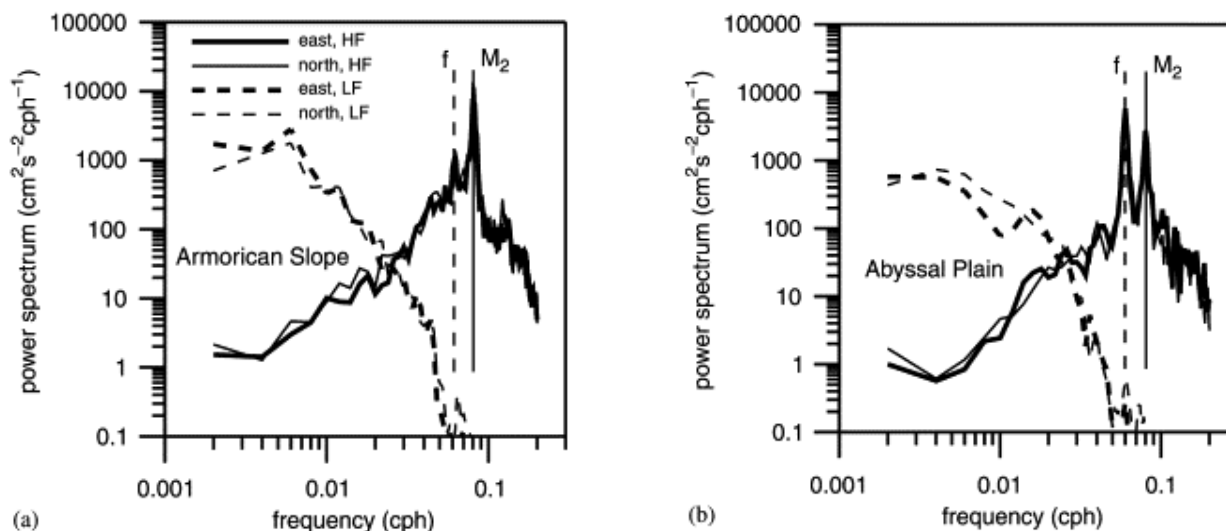


Fig. I.10 - Exemple de spectre de puissance de passe-haut (HF, lignes pleines) et passe-bas (LF, lignes en pointillées) des composantes de vitesses filtrées, sur une période de 83 jours (2000h) de données d'une bouée dérivante près du talus armoricain (a) et sur la plaine abyssale près de 46°N 9°W (b). La position des fréquences semi-diurne (M2) et inertielle f) est indiquée par une ligne verticale. Les données utilisées sont sur la période juillet à octobre 1995 (Van Aken, 2002).

Ces courants sont essentiellement concentrés en surface et se propagent ensuite sur l'horizontale et la verticale. Ils contribuent ainsi à l'échange de propriétés entre les couches superficielles de l'océan et l'océan plus profond. En effet, dans les zones où les ondes inertielles se concentrent, le mélange en surface est augmenté en raison du cisaillement vertical, entraînant de l'eau présente sous la couche de mélange (donc plus froide) dans la couche de mélange.

La génération de courants inertiels est favorisée lors de passages de fronts froids ou de dépression intense de petite échelle (~100 km). La vitesse de déplacement de ces fronts ou tempêtes conditionne la répartition spatiale des courants inertiels. En effet, Pollard et Millard (1970) et Gonella (1971) ont remarqué que la durée d'un coup de vent par rapport à la période inertielle était un facteur important pour l'amplitude des ondes inertielles en surface. Ce qu'ils observaient n'était rien d'autre que ce que l'on allait appeler plus tard « résonance due au vent » et qui est un phénomène classique de résonance. Ce phénomène a été étudié plus en détails par Klein et Coantic (1981), Crawford et Large (1996). Ainsi, Van Aken et al., (2002) ont montré que dans le Golfe de Gascogne, proche du talus Armoricain, les ondes inertielles consistaient l'un des mouvements les plus énergétiques (après la marée) (cf. Fig. I.10). Une forte variabilité saisonnière des mouvements proche inertielle et de leur distribution verticale durant l'année 2009 a également été mise en évidence par Rubio et al., (2011) à partir de données radar haute fréquence et de deux bouées, situés dans le sud est du golfe.

Phénomène de surcote

Lors d'événements atmosphériques extrêmes, l'effet du vent sur la surface de l'eau combiné à celui de la pression atmosphérique peut provoquer une élévation « anormale » du niveau de la mer à la côte.

Anormale dans le sens où la hauteur du niveau de la mer mesurée à la côte est différente du niveau de la marée astronomique calculé. On nomme ce phénomène une surcote. Lors du passage de la dépression, le niveau de la mer s'élève car l'atmosphère qui surplombe la surface de la mer est plus légère. C'est l'effet du « baromètre inverse ». Il se combine fréquemment avec l'effet du vent. Une fois la surcote formée, elle peut se propager vers la côte et se superposer à l'onde de marée: on parle dans ce cas de marée de tempête. La forme de la côte va également intervenir dans l'ampleur de la surcote: une baie, un estuaire ou un golfe favorisent le phénomène (baie de Somme, rade de Brest, estuaire de la Gironde) alors qu'un cap le réduit (pointe de Penmarc'h, cap Fréhel). De même, un plateau continental peu profond produira probablement une surcote plus importante qu'un plateau plus profond. D'autres éléments, difficiles à appréhender, peuvent avoir un effet significatif sur l'élévation du niveau de la mer : les états de mer (mer du vent et houles), les précipitations, le débit des fleuves et rivières.

d) Les panaches fluviaux

Les eaux douces déversées sur le plateau continental du Golfe de Gascogne par la Loire, la Gironde et dans une moindre mesure l'Adour et la Villaine, peuvent induire des courants de densité. Selon des simulations de modèles réalisées par [Lazure and Jegou \(1998\)](#) ces courants seraient significatifs et de l'ordre de 10 cm.s^{-1} . La forme et l'extension spatiale des panaches associés à ces courants vont être sous l'influence de la géostrophie, qui tend à dévier les eaux douces vers le nord, et du régime des vents. Ainsi, en hiver, période à laquelle les débits des fleuves sont les plus importants, les vents de secteur SW, dominants en cette saison, vont favoriser la dérive des panaches vers le nord et les maintenir à la côte tout en diminuant leur stratification verticale ([Jegou et Lazure, 1995](#)). Au printemps, les débits des fleuves chutent et les vents dominants deviennent du nord jusqu'à la fin de l'été. Les plumes changent alors de direction et sont entraînées au large ou vers le sud. Cette variabilité saisonnière des panaches a récemment été confirmée par l'analyse de mesures hydrologiques in situ ([Puillat et al., 2004](#)). On l'observe également très bien à partir d'images AVHRR dans le visible et les infrarouges ([Froidefond et al, 1998](#)). La figure I.11 montre la propagation de la plume de la Gironde en fonction de la direction des vents.

Par ailleurs, sous certaines conditions, on observe la formation de lentilles d'eau douce détachées des panaches de la Loire et de la Gironde. Elles se forment sous l'effet de forts vents de NW à NE, ou soufflant sur une longue période (> la semaine), qui déplacent les eaux de surface vers le large, associés à une baisse de débit qui ne permet plus d'alimenter le panache en eau douce (source : [IFREMER](#)).

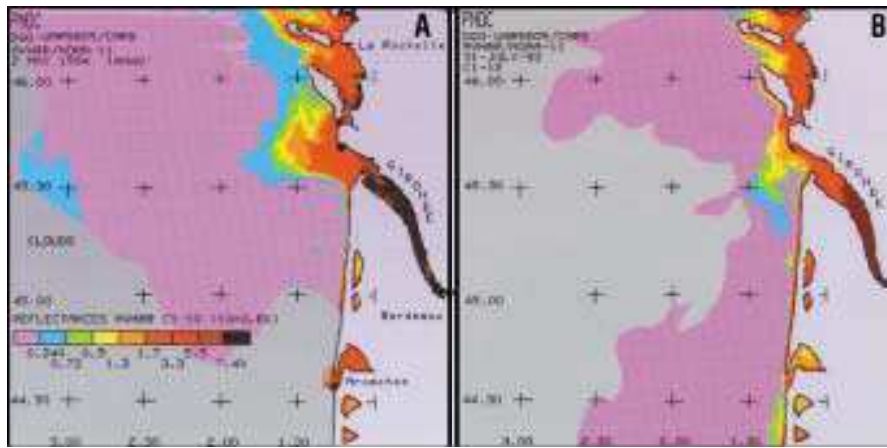


Fig. I.11 -Images NOAA-11 AVHRR (reflectances proche IR) qui montrent la propagation de la plume de la Gironde sous (A) un vent faible et un fort courant de densité et (B) un vent du nord et un courant relativement faible (OSPAR, 2000).

IV. Résumé des caractéristiques de la dynamique et de l'hydrologie de la zone en hiver, notre période d'étude.

Au cours de cette thèse, mon étude se concentre principalement sur des processus qui apparaissent en hiver. Je vais donc faire ici un bref résumé des caractéristiques de la dynamique du Golfe de Gascogne à cette période.

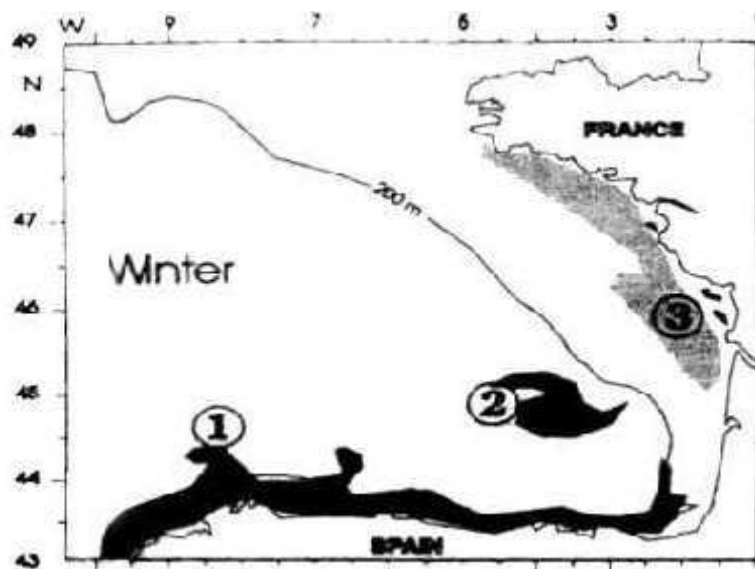


Fig. I.12 - Principales structures hydrologiques du Golfe de Gascogne : 1 courant chaud d'hiver, 2 SWODDIES (Pingree et Le Cann, 1992), 3 panache fluvial (d'après Koustikopoulos et Le Cann, 1996).

Comme décrit en section II, les vents dominants en hiver sont de secteur SW ce qui conduit à un flux moyen dans la partie profonde du Golfe de Gascogne orienté vers l'est. Les vitesses sur le talus sont comprises entre 3.5 cm/s et 7 cm/s (Charria et al., 2011, Fig. I.14). La température de l'ensemble des masses d'eaux présentes sur le plateau est homogène de la surface au fond, bien que les apports des fleuves apportent localement des hétérogénéités, comme cela est illustré sur les cartes de la figure I.13 issues de la climatologie BOBYCLIM de l'IFREMER (Vandermeirsch et al., 2010). Elles varient en moyenne de 10 à 15°C du nord au sud avec un minimum localisé sur le plateau continental. La partie sud du golfe est réchauffée par l'apport d'eau chaude le long du talus et sur le plateau provenant des régions plus au sud (Fig. I.12 et Fig. I.13 a et b). En effet, les vents dominants de SW renforcent le courant de pente (IPC) qui peut alors s'écouler librement vers le nord le long des côtes portugaises puis s'insérer vers l'est le long des côtes nord espagnoles. Selon les années, la pénétration de l'IPC dans le golfe est plus ou moins marquée vers l'Est ; lorsque l'IPC s'étend le long des côtes cantabriques, on parle de phénomène « Navidad » comme nous l'avons mentionné précédemment (section III.2.2). Nous le décrivons plus en détail dans la partie 2. Les instabilités de ce courant au voisinage des reliefs sous-marins accidentés (cap et canyons) sont à l'origine de la formation de tourbillons (SWODDIES), plus ou moins persistants (Fig. I.12). Proche de la côte, la dynamique est aussi dominée par les plumes des rivières (Fig. I.12 et Charria et al., 2011, Fig. I.14). Enfin, la dynamique générale peut être perturbée par le passage de tempêtes, favorables à la génération de courants inertiels et/ou de surcote, par effet conjugué des vents, des basses pressions et de la marée.

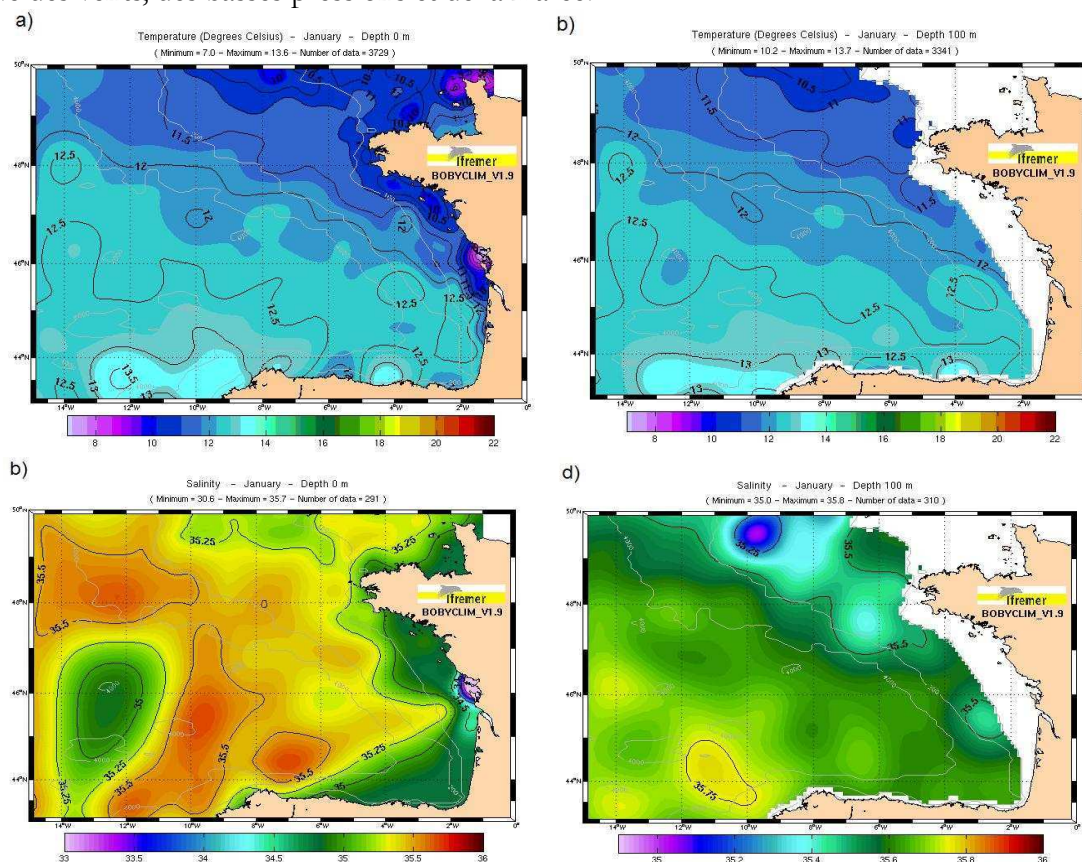


Fig. I.13 - Cartes climatologiques de la température (°C) (a, b) et de la salinité (c, d) en surface (gauche) et à 100m (droite) ; moyennées sur le mois de janvier d'après BOBYCLIM (@ifremer) (Vandermeish et al., 2010).

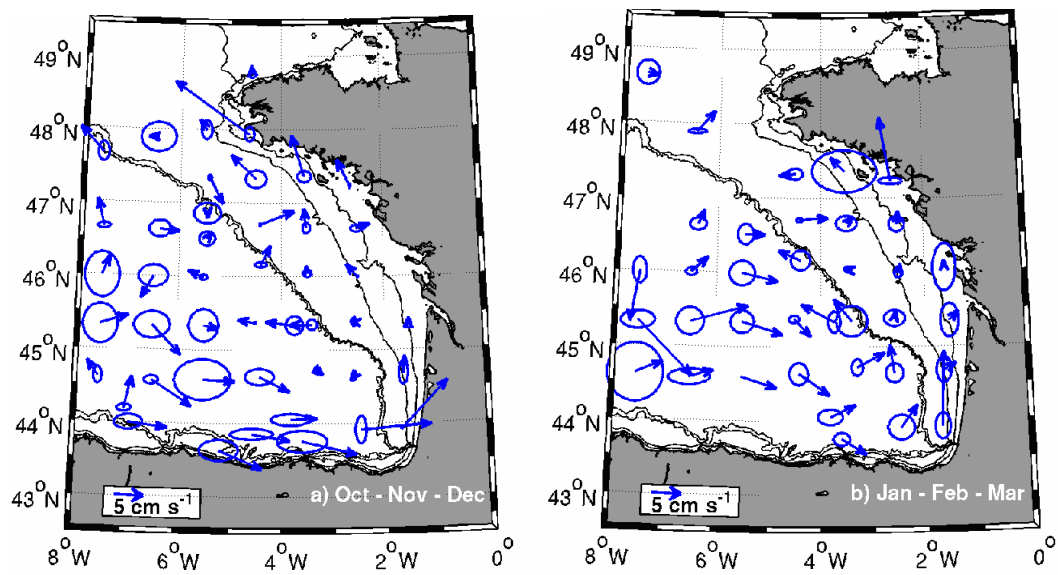


Fig. I.14 - Climatologie de la circulation de surface dans le Golfe de Gascogne en hiver estimée à partir de données de bouées lagrangiennes sur la période 1992-2009 : (a) d'octobre à décembre et (b) de janvier à mars. Les lignes noires indiquent les isobathes 500 m, 200 m, 100 m et 50 m (Charria et al., 2011).

Chapitre 2

Stratégie de modélisation

La section précédente a permis de résumer l'état de l'art des connaissances actuelles de la dynamique du Golfe de Gascogne. Nous avons pu voir que les principaux éléments de cette dynamique se caractérisent par une large variété de processus multi-échelles, fortement impactés par les structures de la bathymétrie et soumis à une forte variabilité qui, la plupart du temps, est directement liée au régime des vents. De ce fait, une prise en compte précise des forçages en vent semble être un élément indispensable pour la modélisation et le contrôle de cette dynamique. Une bonne représentation de la marée et du courant de pente et de ses instabilités exige également une grande précision de la bathymétrie, surtout le long du talus. De nombreux phénomènes très complexes risquent donc de rendre difficile une modélisation très fidèle de la dynamique côtière. Le mode de résolution de la physique océanique que l'on a choisi va être maintenant exposé à travers la présentation du modèle SYMPHONIE. On y verra de quelle façon les différents paramètres que l'on vient d'envisager y sont pris en compte.

I. Présentation du modèle SYMPHONIE

SYMPHONIE est un modèle de circulation 3D, à surface libre, qui résout les équations primitives en tenant compte de l'approximation de Boussinesq et des hypothèses de l'hydrostatisme et d'incompressibilité. Ce modèle est développé par le POC (Pôle d'Océan et Couplages) du Laboratoire d'Aérodynamique de Toulouse (<http://poc.obs-mip.fr>) par Claude Estournel et Patrick Marsaleix (Marsaleix et al., 2008) et fait partie du système SIROCCO (*Simulation Réaliste de l'OCéan COtier*) labellisé modèle communautaire par l'INSU en 2007. Les variables d'état (courant, température, salinité, élévation de la surface) et l'énergie cinétique turbulente sont calculées sur une grille C par la méthode des différences finies. La fermeture turbulente verticale est détaillée dans Ulses et al. (2005); elle est basée sur

l'utilisation d'une équation pronostique pour déterminer l'énergie cinétique de la turbulence K et d'une équation diagnostique pour les longueurs de mélange et de dissipation (Bougeault et Lacarrère, 1989). Les applications du modèle régional sont nombreuses. Il a été principalement utilisé pour étudier des régions de la mer Méditerranée ou de la façade atlantique européenne. Les articles publiés à partir de ce modèle portent pour la plupart sur des études de processus typiques des problématiques côtières et régionales telles que les panaches fluviaux, les circulations du plateau continental induites par le vent, les upwellings, les circulations le long de la pente, la formation des eaux denses au large et sur le plateau continental ou la marée externe et interne. Il est également impliqué dans les thématiques liées à l'environnement du fait de son module de transport sédimentaire et biogéochimique ainsi que pour des applications opérationnelles notamment dans le cadre du projet de la Méditerranée nord occidentale. Plus récemment également, suite aux violents tsunamis et séismes qui ont touché le Japon, le groupe SIROCCO a été sollicité par l'IAEA (International Atomic Energy Agency) pour mettre en place un système de prévision de la circulation océanique à l'échelle de la côte Pacifique du Japon associé à un modèle de dispersion des radioéléments. Pour plus de détails sur la liste des travaux associés au développement de SYMPHONIE et à ses applications, le lecteur peut visiter le site officiel de SIROCCO (www.sirocco.omp.obs-mip.fr).

Dans cette section nous allons rappeler certains éléments fondamentaux de la modélisation océanique (telles les équations de base et les principes de résolution numérique) puis nous introduirons les spécificités du modèle SYMPHONIE à travers la description de certaines de ses paramétrisations. Enfin, nous présenterons les éléments fondamentaux sur lesquels repose notre configuration du Golfe de Gascogne.

I.1 Les équations primitives du modèle

Comme la majorité des modèles océaniques, SYMPHONIE est basé sur les équations primitives. Il s'agit des équations basées sur la conservation du mouvement, la conservation de la masse, l'approximation de Boussinesq et l'équilibre hydrostatique. Elles sont décrites dans un système de coordonnées cartésiennes (O, x, y, z) où l'origine O correspond au niveau de repos de la surface de la mer, Ox et Oy les axes horizontaux orientés respectivement vers l'est et vers le sud et Oz l'axe vertical ascendant. Les composantes de la vitesse sur les axes Ox , Oy , Oz respectivement u et v , et w sont alors données par :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \underbrace{fu}_{(3)} = -\underbrace{\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y}}_{(4)} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial v}{\partial z} \right)}_{(5)} \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.3)$$

Avec f le paramètre de Coriolis, P la pression, ρ_0 la masse volumique de référence de l'eau de mer ($\rho_0 = 1024.8 \text{ kg.m}^{-3}$). On retrouve dans ces équations les termes de variation horizontale et verticale de la vitesse (1), d'advection horizontale et verticale (2), de Coriolis, dû à la rotation de la Terre (3), du gradient de pression (4) et de diffusion (5) avec K_h le coefficient de diffusion horizontale et K_v le coefficient de viscosité turbulente.

Les deux principales hypothèses prises en compte sont l'hypothèse hydrostatique, c'est-à-dire que la pression en un point dépend de l'épaisseur de la colonne d'eau qui se trouve au-dessus, et l'approximation de Boussinesq qui permet de supposer la densité constante, si ses variations sont petites, dans tous les termes des équations à l'exception du terme de gravitation.

L'hypothèse hydrostatique fournit la pression :

$$p(z) = \int_z^\eta g \rho dz \quad (2.4)$$

où η est l'élévation de surface de la mer, déduite de la divergence du courant moyenné sur la profondeur, (\bar{u}, \bar{v}) :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(h+\eta)\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial(h+\eta)\bar{v}}{\partial y} = 0 \quad (2.5)$$

où h est la hauteur de la colonne d'eau au repos et $h+\eta$ la hauteur totale de la colonne d'eau. La masse volumique dépend de la température T et de la salinité S d'après l'équation d'état. Selon la version utilisée, le code SYMPONIE nous laisse le choix entre une équation non-linéaire et linéaire. La version non-linéarisée permet de prendre en compte les variations de la masse volumique en fonction de la profondeur (pression) alors que la version linéarisée les néglige. La version non-linéarisée est basée sur la formulation de [McDougall et al. \(2003\)](#).

I.2 Equations de conservation de la température et de la salinité

La température et la salinité sont déterminées à partir de l'équation de conservation :

$$\bullet \quad \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial uT}{\partial x} + \frac{\partial vT}{\partial y} + \frac{\partial wT}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I_s}{\partial z} \quad (2.6)$$

$$\bullet \quad \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial uS}{\partial x} + \frac{\partial vS}{\partial y} + \frac{\partial wS}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (2.7)$$

Où $\frac{\partial I_s}{\partial z}$ représente la part du flux solaire radiatif qui pénètre dans les couches superficielles, et C_p le coefficient de chaleur massique. Le coefficient de viscosité turbulente K_v est déterminé à travers le schéma de fermeture de la turbulence.

I.3 Schéma de fermeture de la turbulence

Dans les équations du mouvement du modèle, il est nécessaire de considérer le terme relatif aux processus de petites échelles qui ne sont pas résolus par la grille du modèle (processus sous-maille). Pour cela, on ajoute des équations qui sont dites « de fermeture ». Elles vont permettre d'exprimer les termes indéterminés en fonction de variables calculées par le modèle. On utilise pour cela une relation entre les flux turbulents et les gradients verticaux des paramètres non-turbulents (hypothèse de fermeture newtonienne) :

$$-\overline{(u'w', v'w')} = K_v \frac{\partial}{\partial z}(u, v) \quad (2.8)$$

$$-\overline{(T'w', S'w')} = \Gamma \frac{\partial}{\partial z}(T, S) \quad (2.9)$$

où $u', v',$ et w' sont les composantes turbulentes de la vitesse et $\Gamma = K_v$.

La diffusivité verticale, K_v , est liée à l'énergie cinétique turbulente E , par la relation :

$$K_v = C_k l_k E^{\frac{1}{2}} \quad (2.10)$$

où C_k est une constante empirique, l_k est une longueur algébrique caractéristique des tourbillons transportant l'énergie. E , l'énergie cinétique turbulente, est donnée par : $E = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2 + w'^2)$

Elle est calculée de manière pronostique à partir de l'équation d'évolution :

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial uE}{\partial x} + \frac{\partial vE}{\partial y} + \frac{\partial wE}{\partial z} = K_v \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{g}{\rho_0} K_v \frac{\partial \rho}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial E}{\partial z} \right) - \varepsilon \quad (2.11)$$

ε représente la dissipation visqueuse de l'énergie cinétique turbulente. Ce terme de dissipation est modélisé par l'équation :

$$\varepsilon = \frac{C_g E^{\frac{3}{2}}}{l_g} \quad (2.12)$$

où l_g est la longueur de dissipation, et C_g une constante empirique.

Les longueurs l_k et l_g correspondent au déplacement vertical d'une particule fluide à un niveau donné. Celui-ci est effectué tant que l'énergie cinétique de la turbulence moyenne dont elle dispose n'est pas compensée par l'énergie potentielle qu'elle acquiert en se déplaçant vers le haut d'une distance l_u ou vers le bas (l_d) (Bougeault and Lacarrère, 1989). Les longueurs sont définies par les relations :

$$l_k = \min(l_u, l_d) \text{ et } l_g = \sqrt{l_u l_d} \text{ avec :}$$

$$E(z) = \frac{g}{\rho_0} \int_z^{z+l_u} (\rho(z) - \rho(z')) dz' \text{ et } E(z) = \frac{g}{\rho_0} \int_z^{z-l_d} (\rho(z) - \rho(z')) dz' \quad (2.13)$$

Les constantes empiriques C_k et C_g ont quant à elles été déterminées par Gaspar et al. (1990) qui les fixent respectivement à 0.1 et 0.7. Nous verrons par la suite que le choix des valeurs de ces constantes peut être déterminant pour une bonne représentation des processus de mélange. (cf partie III chapitre 1 section II). Par ailleurs, une valeur seuil est appliquée à l'énergie cinétique turbulente avec $E_{\min} = 1 \times 10^{-8} m^2 . s^{-2}$

En surface, la paramétrisation de Craig and Banner (1994) est utilisée pour spécifier un flux d'énergie cinétique turbulente dû aux vagues (voir Estournel et al., 2001, pour une application en Méditerranée avec SYMPHONIE).

I.4 Les conditions aux limites

I.4.1 A la surface libre

Les conditions en surface sont les suivantes :

$$\rho_0 K_v \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = (\tau_{sx}, \tau_{sy}) \quad (2.14)$$

$$E = \frac{\|\vec{\tau}_s\|}{\rho_0 \sqrt{C_g C_k}} \quad (2.15)$$

où τ_{sx} et τ_{sy} sont les composantes de la tension de vent $\vec{\tau}_s$.

Les flux de chaleur et de salinité s'écrivent :

$$\blacksquare \quad K_v \frac{\partial T}{\partial z} = Q_l + Q_c + Q_s + Q_e \quad (2.16)$$

$$\blacksquare \quad K_v \frac{\partial S}{\partial z} = (E_s - \text{Pr}_s) S \quad (2.17)$$

où Q_l est le flux radiatif pour les grandes longueurs d'onde, Q_c est le flux radiatif pour les courtes longueurs d'onde (flux solaire), Q_s le flux de chaleur sensible, Q_e le flux de chaleur latente, $E_s = Q_e/L_v$ est le taux d'évaporation, rapport entre le flux de chaleur latente et la chaleur latente de condensation. Enfin, Pr_s est le taux de précipitation. Les flux de chaleur et la tension de vent sont calculés avec les formules bulk ([Large and Yeager, 2004](#)).

I.4.2 Au fond

Au fond, les conditions aux limites s'écrivent :

$$E = \frac{\|\vec{\tau}_b\|}{\rho_0 \sqrt{C_e C_k}} \quad (2.18)$$

Les flux de chaleur et de salinité sont nuls :

$$K_v \left(\frac{\partial T}{\partial z}, \frac{\partial S}{\partial z} \right) = 0 \quad (2.19)$$

La tension de cisaillement sur le fond est paramétrisée par une relation quadratique de la vitesse près du fond \vec{V}_b prise au premier niveau à partir du fond, à une profondeur z_1 :

$$\vec{\tau}_c = \rho_0 C_D \|\vec{V}_b\| \vec{V}_b = \rho_0 u_*^2 \quad (2.20)$$

où C_D est le coefficient de traînée de fond donné en fonction de la longueur de rugosité du fond $z_0 = 0.01 \text{ m.s}^{-1}$ ([Blumberg et Mellor, 1987](#)) :

$$C_D = \left(\frac{\kappa}{\log \left(\frac{z_1}{z_0} \right)} \right)^2 \quad (2.21)$$

où $\kappa = 0,41$ est le coefficient de Von Karman et z_1 la hauteur du premier niveau du modèle au-dessus du fond. Cette relation est basée sur une forme logarithmique du courant de fond. La longueur de rugosité caractérise l'intensité du frottement en fonction des propriétés physiques du sol (e.g. sédiments).

I.4.3 Aux frontières latérales

Lorsque la frontière latérale est fermée, le flux normal à cette frontière est considéré nul. Dans le cas d'une frontière latérale ouverte, localisées en $x = 0$ et $x = L$ ($0 < L$ avec L est la largeur du domaine), le calcul de la composante de la vitesse moyenne normale à la frontière est fait en utilisant des conditions radiatives (Oey et Chen, 1992) :

$$\blacksquare \quad \bar{u} - \bar{u}_f = -(\eta - \eta_f) \sqrt{\frac{g}{H}} \quad \text{en } x = 0 \quad (2.22)$$

$$\blacksquare \quad \bar{u} - \bar{u}_f = +(\eta - \eta_f) \sqrt{\frac{g}{H}} \quad \text{en } x = L \quad (2.23)$$

$$\blacksquare \quad \frac{\partial H(\bar{v} - \bar{v}_f)}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial (v' - v'_f)}{\partial x} = 0 \quad \text{et} \quad \frac{\partial (u' - u'_f)}{\partial x} = 0 \quad \text{en } x = 0 \quad \text{et } x = L \quad (2.24)$$

où les variables indicées f représentent le forçage (courant moyen et élévation de la surface) appliqué aux frontières : il s'agit ici de variables issues d'une simulation à plus grande échelle sur l'Atlantique Nord.

En ce qui concerne la température et la salinité, les conditions aux limites sont inscrites dans le schéma d'advection qui est un schéma hybride, composé d'un schéma centré et d'un schéma upstream. Dans le cas d'un flux entrant, la température et la salinité advectées sont fournies par le forçage grande échelle (T_f, S_f) ; dans le cas d'un flux sortant, la température et la salinité sont données par les valeurs intérieures au domaine de calcul. Les conditions aux limites comportent également des termes de rappel vers la solution de grande échelle, introduits dans les membres de droite des équations de température, de salinité et de la vitesse. Ils décroissent de manière exponentielle en fonction de la distance à la frontière ouverte. A la frontière $x=0$, ces termes sont de la forme :

$$e^{-\frac{z}{d}} \frac{\varphi_f - \varphi}{T_{res}} \quad (2.25)$$

où φ_f représente la vitesse, la température ou la salinité du champ de grande échelle. L'échelle temporelle est liée au temps mis par les ondes pour parcourir le domaine : $T_{res} = L/c$ avec $c = \sqrt{gh}$, la célérité des ondes dans le mode barotrope. En mode barocline on prend $c = 0.1 \text{ cm.s}^{-1}$. L'échelle spatiale, quant à elle, dépend de la taille du domaine et de la maille; typiquement $d = L/30$. La décroissance exponentielle rend les termes de rappel négligeables loin des frontières.

I.4.4 A l'embouchure des fleuves

A l'embouchure du fleuve, la salinité est nulle, la température varie tout au long de l'année et une vitesse horizontale u dans une des quatre directions possibles la plus proche de l'axe du fleuve est appliquée :

$$u = \frac{D}{Lh_c} \quad (2.26)$$

où D est le débit, L la largeur du fleuve et h_c sa profondeur.

I.5 Discrétisation des équations

I.5.1 La grille du modèle

Sur la verticale, le modèle utilise les coordonnées sigma généralisées qui permettent de suivre exactement la topographie et d'augmenter la résolution en surface et au fond. (Ces coordonnées épousent les variations de la topographie des fonds marins et se transforment en coordonnées géopotentielle dans les couches de surface). La conversion de la coordonnée sigma en coordonnée z s'écrit :

$$\sigma = \frac{h + z}{h + \eta}$$

Sur l'horizontale, le modèle est écrit en coordonnées curvilignes, ce qui permet de traiter les frontières irrégulières et d'utiliser de meilleures résolutions dans les zones d'intérêt. L'horizontale et la verticale utilisent des schémas aux différences finies sur des grilles décalées. Sur l'horizontale, les équations du modèle sont résolues par la méthode des différences finies sur une grille C (Arakawa et Suarez, 1983) présentée sur la figure I.15. Les variables sont définies un point sur deux sur et de façon alternée : La température et la salinité sont définies au centre de la maille à chaque demi-niveau. Les composantes horizontales de la vitesse sont obtenues au milieu des côtés, de façon alternée et à chaque demi-niveau. L'énergie cinétique, les échelles de longueur turbulentes et la composante verticale de la vitesse sont calculées au centre de la maille à chaque niveau vertical entier. Enfin, l'élévation de la surface est définie au centre du niveau supérieur.

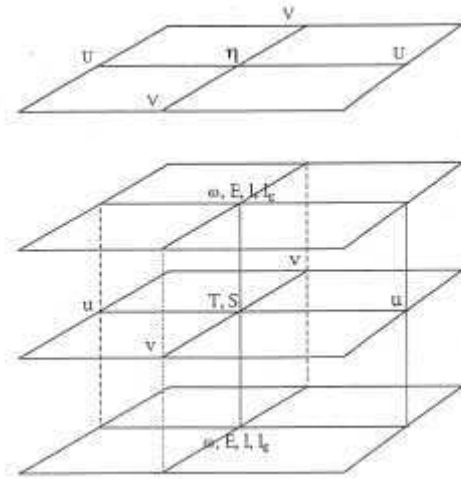


Fig. I.15 - Grille C du modèle

(<http://sirocco.omp.obs-mip.fr/outils/Symphonie/Documentation/SymphonieDoc.htm>)

I.5.2 Discrétisation temporelle

Un schéma « leapfrog » ou « saute-mouton » explicite est utilisé pour la discrétisation temporelle des équations. La valeur des variables au temps $t + 1$ est calculée en fonction des variables au temps $t - 1$ et t :

$$F^{t+1} = F^{t-1} + 2\Delta f^n (F^t) \quad (2.27)$$

Afin de réduire les erreurs numériques, ce schéma est associé au filtre d'Asselin qui agit comme une force de rappel dans le but d'empêcher la divergence des solutions. La solution lissée est alors donnée par :

$$F_{Asselin}^t = F^t + \frac{\alpha_{asselin}}{2} (F^{t+1} - 2F^t + F^{t-1}) \quad (2.28)$$

où $\alpha_{asselin} = 0.3$ est le coefficient du filtre d'Asselin.

I.5.3 La séparation des pas de temps

Le modèle calcule explicitement les ondes de gravité de surface. Les ondes de gravité externes (mode barotrope) se propagent plus rapidement que les ondes de gravité internes (mode barocline). Afin de limiter les coûts de calcul, une technique de séparation des pas de temps (Blumberg et Mellor, 1987) est utilisée pour calculer séparément le cisaillement vertical de courant et le courant moyenné sur la verticale avec des pas de temps appropriés. Le mode externe se calcule avec l'équation 2.5 et les

équations du mouvement intégrées sur la verticale. Le couplage entre les deux modes s'effectue à travers une série de substitutions entre les vitesses barotropes du modèle et l'intégrale verticale des vitesses baroclines. Ce couplage est optimisé de manière à empêcher le développement d'instabilités numériques notamment par la répercussion de la compressibilité sur la densité à chaque pas de temps barotrope.

$$\begin{aligned} \frac{\partial H\bar{u}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u}H\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}H\bar{u}}{\partial y} - fH\bar{v} = -gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(HK_h \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(HK_h \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) \\ + \left[K_v \frac{\partial u}{\partial z} \right]_{-h}^{\eta} - \int_{-h}^{\eta} \left(\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_z^{\eta} \rho' dz' + \frac{\partial u' u'}{\partial x} + \frac{\partial v' u'}{\partial y} \right) dz \end{aligned} \quad (2.29)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial H\bar{v}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u}H\bar{v}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}H\bar{v}}{\partial y} + fH\bar{u} = -gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(HK_h \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(HK_h \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \\ + \left[K_v \frac{\partial v}{\partial z} \right]_{-h}^{\eta} - \int \left(\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_z^{\eta} \rho' dz' + \frac{\partial u' v'}{\partial x} + \frac{\partial v' v'}{\partial y} \right) dz \end{aligned} \quad (2.30)$$

où $\rho' = \rho - \rho_0$ est la perturbation de densité.

Le mode interne est calculé à partir des équations 2.1, 2.2, 2.6 et 2.7 où la composante moyenne du courant est donnée par le résultat obtenu pour le mode externe.

II. Configurations Golfe de Gascogne

Au cours de notre étude, nous avons utilisé le code SYMPHONIE que nous venons de décrire selon deux configurations haute résolution dans la zone du Golfe de Gascogne, appelées : **BAOBIS_G0** et **BAOBIS_G1**. Leurs caractéristiques principales sont résumées dans le tableau 2.

II.1 BAOBIS_G0

BAOBIS_G0 est la première maquette que nous avons utilisée dans le cadre de l'étude du courant de pente et de ses variations haute fréquence (partie II de ce manuscrit). La simulation couvre l'année 2004 sur une zone qui s'étend de 43°N à 50°N et de 10.5°W à 0.5°E. Une configuration similaire a été utilisée dans le cadre d'un projet d'intercomparaison de modèles dans le Golfe de Gascogne, (Reffray et al., 2008) ainsi que pour une étude réalisée par M. Le Hénaff dans le cadre de sa thèse (Le Hénaff, 2008). Par ailleurs, la solution de marée a été validée par Pairaud et al. (2008). Le lecteur pourra donc se référer à ces précédentes études pour la validation du modèle. Aux frontières nord, ouest et sud, la

simulation est forcée à partir de champs issus d'une simulation sur l'Atlantique Nord au $1/15^\circ$ avec assimilation mono-variée (PSY2V1) fournie par MERCATOR-Océan. Les champs disponibles sont la température, la salinité, l'élévation de la surface libre, la vitesse zonale et la vitesse méridienne. Ceux-ci sont des analyses moyennées sur la journée données à 12 h. Les fleuves pris en compte dans notre simulation sont la Loire, la Gironde et l'Adour. Les données de débits journaliers ont été récupérées sur le site www.hydro.eaufrance.fr pour la période de simulation. Les apports des fleuves sont indispensables à prendre en compte car les apports d'eau douce peuvent influencer la circulation océanique sur des étendues qui ne sont pas négligeables avec notamment des courants rapides en surface et un mélange vertical réduit qui confèrent aux éléments transportés une dynamique particulière. Le choix des valeurs minimum et maximum de la courbe sinusoidale qui décrit les variations saisonnières de la température à l'embouchure de chaque fleuve a été fait d'après les résultats du rapport d'intercomparaison, pour lequel l'évolution de la température avait été estimée à partir d'images satellite de SST (telles que celles fournies par MODIS). La salinité, quant à elle, est fixée à 0 psu.

II.2 BAOBIS_G1

Suite à cette étude, nous avons pu estimer l'importance de certains paramètres de notre modèle pour une bonne représentation de la dynamique du Golfe de Gascogne. Nous avons également tiré des conclusions quant aux limites de notre modèle dans la mise en place d'une seconde configuration. Cette mise en place n'a pas été immédiate, plusieurs tests ont été effectués avant d'obtenir la simulation « finale », optimisée. C'est cette dernière que nous avons nommée BAOBIS_G1, utilisée pour l'étude de la réponse de l'océan au passage de la tempête Klaus (partie III de ce manuscrit). Les améliorations ont notamment porté sur la bathymétrie, qui s'est révélée être un élément déterminant pour une modélisation précise du courant de pente. Pour cette deuxième maquette nous avons donc pris en compte une bathymétrie composite plus précise réalisée par Florent Lyard. « Composite » car elle résulte de l'assemblage de plusieurs « portions » bathymétriques (fournies par le SHOM, l'IFREMER...). D'autres sources d'erreurs ont été attribuées au champ de forçage aux frontières ouvertes. Les problèmes qui se posent aux frontières ouvertes sont souvent les plus difficiles à résoudre et sont certainement ceux qui caractérisent le plus la modélisation côtière. Pour notre première maquette, les analyses PSY2V3 n'ont pas pu être utilisées en tant que champ de forçages aux frontières ouvertes à cause d'un bug en subsurface dans la mer d'Irlande, au nord du Golfe de Gascogne qui rendait l'utilisation de ces champs impossible. Nous avons donc utilisé les champs PSY2V1 mais ces derniers comportaient d'autres imprécisions, notamment dans la représentation de la bathymétrie. Pour la mise en place de BAOBIS_G1 nous avons bénéficié de l'amélioration des solutions fournies par MERCATOR OCEAN et de la disponibilité de PSY2V3. Par ailleurs, nous avons également décidé d'agrandir notre domaine de simulation au niveau de ses frontières sud et nord afin de limiter la propagation des erreurs éventuellement générées aux frontières ouvertes. BAOBIS_G1 s'étend donc de 41°N à 51°N et de 11°W à 0.5°W (Fig. I.16).

Puisque cette deuxième maquette est dédiée à l'étude de la réponse de l'océan au passage de la tempête Klaus, nous avons réalisé quelques tests sur le mélange vertical (cf section II du chapitre 1 de la partie III).

Enfin, outre les améliorations apportées sur la paramétrisation du code et le choix des forçages, nous avons également profité de l'effort permanent fourni par l'équipe du POC (Patrick Marsaleix, Cyril N'Guyen, Claude Estournel) dans le développement du code SYMPHONIE, que ce soit pour l'amélioration de ses schémas numériques ou les aspects informatiques (parallélisation). Nous sommes ainsi passés de la version S2008.10 pour BAOBIS_G0 à la version S2010.17 pour BAOBIS_G1.

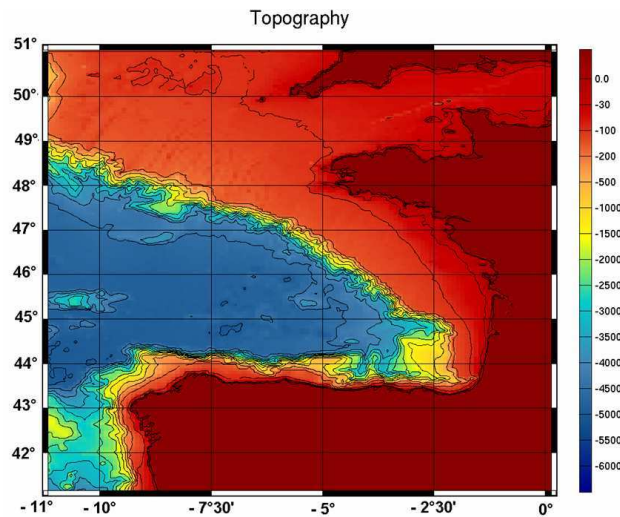


Fig. I.16 – Bathymétrie et limites du domaine de la configuration BAOBIS_G1.

Le tableau 2 résume les principales caractéristiques des deux configurations utilisées, BAOBIS_G0 et BAOBIS_G1.

	BAOBIS_G0	BAOBIS_G1
Version du modèle SYMPHONIE	S2008.10	S2010.17
Période de simulation	Janvier 2004 à Décembre 2004	Décembre 2008 à Février 2009
Limites du domaine	43.2°N – 50°N 10.5°W – 0.5°W	41°N – 51°N 11°W – 0.5°W
Résolution horizontale	3 km × 3 km	3 km × 3 km
Nombres de niveaux verticaux	43	43
Echantillonnage temporel	Sorties journalières	Sorties journalières et horaires
Forçage aux frontières ouvertes et conditions initiales	PSY2V1 (MERCATOR)	PSY2V3 (MERCATOR)
Bathymétrie	Bathymétrie du SHOM	Bathymétrie composite améliorée par Florent Lyard (sources: IFREMER, SHOM, Smith & Sandwell)
Forçage atmosphérique	Champs ALADIN au 0.1° Sorties trihoraires	Champs ALADIN au 0.1° Sorties trihoraires
Forçage en pression	inactivé	activé
Forçage par la marée	activé	activé
Conditions à la surface		Prise en compte du mélange induit par les vagues (Craig et Banner, 1994)
Schéma de turbulence	Gaspar et al.(1990)	Gaspar et al.(1990)
Équation d'état	linéaire	Non-linéaire selon Jackett et McDougall (2003)

Tab. 2 : Descriptifs des caractéristiques principales des deux configurations du modèle SYMPHONIE utilisées.

III. Contexte national de la modélisation dans le Golfe de Gascogne

Le code NEMO dans sa version régionale-côtière est actuellement utilisé dans le cadre du projet européen MyOcean (2009-2012), dont l'objectif est de construire une capacité européenne intégrée pour le suivi et la prévision de la circulation océanique dans un contexte opérationnel. MyOcean réunit plusieurs partenaires européens ; la coordination est assurée par Mercator-Océan (www.myocean.eu). Un des chantiers du projet concerne la zone IBI (**I**rish-**B**iscay-**I**berian) sur laquelle Mercator-Océan a implémenté une configuration de NEMO. L'équipe ECOLOA du LEGOS, à laquelle j'appartiens, participe au projet notamment via sa contribution aux efforts de validation. Ce fut en particulier le travail de Claire Maraldi (post-doc Myocean en 2010) avec qui j'ai pu échanger à de nombreuses reprises. La problématique de la validation (« scientific assessment ») de simulations réalistes est au

cœur du travail des modélisateurs (au sens de ceux qui développent et 'font tourner' les modèles). C'est une tâche laborieuse dès lors qu'on souhaite examiner de façon exhaustive les différents processus et échelles représentés par le modèle; elle est néanmoins contrainte par la quantité et la qualité des observations ou autres estimations (p.ex. simulations) disponibles. La définition de « metrics » a été explorée dans le cadre de projets tels que MERSEA (Crosnier et al., 2006). Dans le cas de l'océan côtier, la résolution d'échelles spatiale plus fines et temporelles plus courtes, ainsi que la représentation de processus inexistantes dans les modèles hauturiers (p. ex. marée, surcote), nécessitent de repenser la stratégie de validation. Cette problématique n'est pas centrale à mon sujet de thèse mais elle s'est posée à moi tout au long de ma thèse (voir surtout partie III). En particulier, la validation de la haute-fréquence sur des évènements particuliers reste un exercice particulièrement complexe.

D'autres modèles sont implémentés sur la façade Atlantique comme le modèle MARS3D, basé sur le code MARS (**M**odel for **A**pplications at **R**egional **S**cale) développé par l'Ifremer, ainsi que le modèle HYCOM (**H**Ybrid **C**oordinate **O**cean **M**odel) développé par un consortium international, et qui dispose d'une configuration « Manche-Gascogne ». D'autres encore sont implémentés par des équipes européennes. Citons par exemple, le code MOHID (Coelho et al., 2002) de l'Université de Lisbonne (MARETEC) avec des configurations centrées sur les côtes ouest ibériques ; une version opérationnelle forcée aux frontières par les prévisions de MERCATOR-Océan est également développée (Riflet et al., 2008). Un autre exemple concerne le code ROMS implémenté par l'équipe irlandaise du Marine Institute avec également une configuration opérationnelle (<http://www.marine.ie/home/services/operational/oceanography/OceanForecast.htm>). Mentionnons enfin le projet IBIROOS (**I**berian **B**iscay **I**rish **R**egional **O**perational **O**ceanographic **S**ystem) qui regroupe différentes équipes ou instituts européens dans le but de mettre en commun les efforts sur les systèmes d'observation en vue de délivrer des jeux de données en temps réel pour des applications opérationnelles (www.ibi-roos.eu).

Partie II

Etude de la variabilité haute fréquence du courant de pente à partir de données altimétriques, d'observations in situ et d'une simulation numérique.

Sommaire

Résumé.....	53
<i>Introduction de la partie II.....</i>	<i>55</i>
Chapitre 1 Principe de l'altimétrie et problématique en zone côtière.....	57
I. Principe de l'altimétrie.....	57
II. Les corrections, un gage de précision.....	62
III. Les limites de l'altimétrie à l'approche de la côte.....	67
IV. Présentation de la chaine XTRACK du CTOH-LEGOS, dont est issu le jeu de données utilisé pour cette étude.....	74
Chapitre 2 Signature of the coastal circulation variability in altimetric data in the southern Bay of Biscay during winter and fall 2004.....	81
I. Présentation de l'étude.....	81
II. Article soumis au JMS.....	83
<i>Conclusion de la partie II.....</i>	<i>105</i>

RESUME :

Dans cette seconde partie, nous commençons par décrire le principe de l'altimétrie. Puis nous abordons les problématiques liées aux zones côtières ainsi que l'ensemble des pistes d'améliorations avancées aujourd'hui comme parades à ces problèmes. L'adéquation d'un de ces produits pour l'étude de la dynamique du courant de pente dans le Golfe de Gascogne est ensuite évaluée à travers une étude qui a fait l'objet d'un article publié au Journal of Marine Systems: « Signature of the coastal circulation variability in altimetric data in the southern Bay of Biscay during winter and fall 2004 ». Cette étude documente le comportement et des caractéristiques associées à l'Iberian Poleward Current sur de courtes échelles de temps et durant l'hiver 2004 mais son principal objectif est de démontrer la capacité d'un jeu de données altimétriques, ayant subi des traitements spécifiques au côtier, à résoudre des aspects de circulation côtière de petites échelles. Cela a permis de révéler que l'altimétrie est un outil fiable qui peut être utilisé en supplément des données satellite de SST et des observations in situ disponibles pour le suivi de courants côtiers.

Introduction de la partie II

Dans la partie précédente, nous avons vu que le Golfe de Gascogne se caractérise par une grande variété de processus océanographiques de par la diversité des forçages mis en jeu. En conséquence, la représentation de cette dynamique complexe dans les modèles numériques s'avère particulièrement délicate notamment dans la spécification de conditions initiales et de conditions aux frontières ouvertes appropriées. Ainsi, les modèles côtiers, tels que le modèle SYMPHONIE, ne peuvent s'autoriser certaines hypothèses simplificatrices fréquentes (telles que le 'toit' rigide ou les coordonnées z) dans les modèles dits «hauturiers». La dynamique de la circulation marine en région côtière peut également être appréhendée par l'utilisation de mesures in situ qui permettent d'enrichir la description des océans, de rendre plus réalistes les solutions de modèles ou d'initialiser des modèles de prévision. Cependant, la principale limite des observations in-situ reste leur caractère local et/ou instantané. Comme nous l'avons déjà évoqué, on dispose aujourd'hui d'une autre technique d'observation de l'océan, particulièrement performante pour observer de manière globale, homogène, et systématique la circulation océanique : l'altimétrie satellitaire. Développée à partir des années 1980, l'altimétrie a ainsi permis l'identification, la quantification et la compréhension de processus et l'alimentation de modèles de circulation océanique. Cependant, la problématique de l'observation altimétrique en zone côtière est similaire à celle rencontrée par les modèles numériques dédiés au côtier et repose en partie sur la complexité des processus dynamiques rencontrée. L'altimétrie doit également faire face à des difficultés supplémentaires, propres aux techniques de mesure qu'elle utilise (limitations technologiques, corrections du signal radar dégradées, etc.). Un effort de recherche important au sein de la communauté scientifique internationale s'est donc développé afin d'améliorer la précision et l'abondance des données altimétriques en zone côtière. On distingue les approches de pré-traitement (i.e. ce qui concerne l'analyse de la forme d'onde) de celles en post-traitement (i.e. les corrections et méthodes appliquées en aval de l'analyse de la forme d'onde). Ainsi, grâce à un travail commun impliquant des membres de l'équipe ECOLA (LEGOS), et en s'appuyant sur les nouveaux algorithmes mis en place, le Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH) a conçu et implémenté une chaîne de post-traitement d'altimétrie côtière (XTRACK, cf. Lyard, 2008; Bouffard et al., 2011; Roblou et al., 2011) dans le cadre du projet Albicocca coordonné par F. Lyard. De nouveaux jeux de données altimétriques adaptés à l'étude des processus côtiers sont ainsi disponibles sur différentes zones. N'étant encore qu'au stade expérimental, les développements méthodologiques initiés dans le domaine côtier ont vocation à se poursuivre. Ils demandent à être expertisés puis optimisés dans le cadre d'applications scientifiques aux échelles régionales et côtières dans un contexte porteur de collaborations internationales (cf. Cipollini et al, 2009).

Ainsi, l'un des objectifs de ma thèse a été d'évaluer le potentiel d'un de ces jeux de données altimétriques dans la zone du Golfe de Gascogne. En particulier, nous avons cherché à déterminer si ce jeu de données altimétriques « côtier », issus des missions Jason-1 et TOPEX/Poséidon était capable de détecter la variabilité du courant de pente (l'IPC : *Iberian Poleward Current*) durant l'hiver 2004. Ce

travail a fait l'objet d'un article publié au Journal of Marine Systems. Les caractéristiques principales de ce courant côtier ont été décrites en section III.2.2a de la partie I de ce manuscrit. Rappelons toutefois qu'il constitue l'un des processus majeur de la dynamique hivernale du Golfe de Gascogne et que son extension spatiale fine (environ 30 km de largeur) rend son observation impossible à partir d'un jeu de données altimétriques « classique ».

Cette seconde partie s'organise de la façon suivante : dans un premier chapitre, je présenterai le principe du radar altimètre et montrerai comment passer de l'information de distance brute (fournie par un système altimétrique embarqué sur satellite) aux paramètres océaniques (topographie dynamique, vitesse des courants...). Puis j'évoquerai les limites de l'altimétrie à l'approche des côtes, l'origine des difficultés rencontrées, et les solutions apportées par le CTOH du LEGOS. Le chapitre qui suit est consacré à l'étude de l'IPC et est principalement constitué de l'article publié au Journal of Marine Systems (JMS). Enfin, j'exposerai mes conclusions.

Chapitre 1

Principe de l'altimétrie et problématique en zone côtière

I. Principe de l'altimétrie

I.1. L'altimètre

L'altimètre est un appareil radar (**RA**dio **D**etecting **A**nd **R**anging): il émet un signal à très haute fréquence (typiquement 13,5 GHz) à la verticale du satellite, qui voyage jusqu'à rencontrer un obstacle. L'antenne de l'altimètre reçoit en retour l'écho radar réfléchi. A partir du temps (Δt) écoulé entre l'émission du signal et la réception de l'écho, on déduit, la distance (R sur la figure II.1) entre l'obstacle (dans notre cas la surface de l'océan) et le satellite:

$$R = \Delta t \times c / 2 \quad (2.31)$$

avec c la célérité de la lumière, à laquelle se propagent les ondes électromagnétiques ($c = 3.10^5 \text{ km.s}^{-1}$) dans l'atmosphère. Cependant, la mesure de distance entre le satellite et la surface de l'océan n'est pas directement exploitable par l'océanographe. Avant cela, il est nécessaire de connaître la trajectoire du satellite sur son orbite, c'est à dire sa position en latitude, longitude, son altitude H exacte et sa vitesse par rapport à un référentiel, en chaque instant. Puisque les informations sur le fond des océans ne sont pas connues partout avec précision, on se réfère à une surface régulière et immatérielle, qui approche la forme élémentaire de la Terre: l'ellipsoïde de référence. Le calcul précis de l'orbite par rapport à ce référentiel est déterminé par un modèle de trajectographie complexe intégrant des données GPS (**G**lobal **P**ositioning **S**ystem), des systèmes au sol SLR (**S**atellite **L**aser **R**anging) et Doris (**D**étermination **d'**Orbite et

Radiopositionnement Intégré par Satellite). L'erreur dans la mesure de l'orbite est ainsi estimée à 2 à 3 cm. Finalement, la hauteur de mer (ou SSH pour **Sea Surface Height**) s'obtient en faisant la différence entre la position H du satellite par rapport à l'ellipsoïde de référence et la distance R séparant le satellite de la surface de l'océan, autrement dit:

$$SSH = H - R \quad (2.32)$$

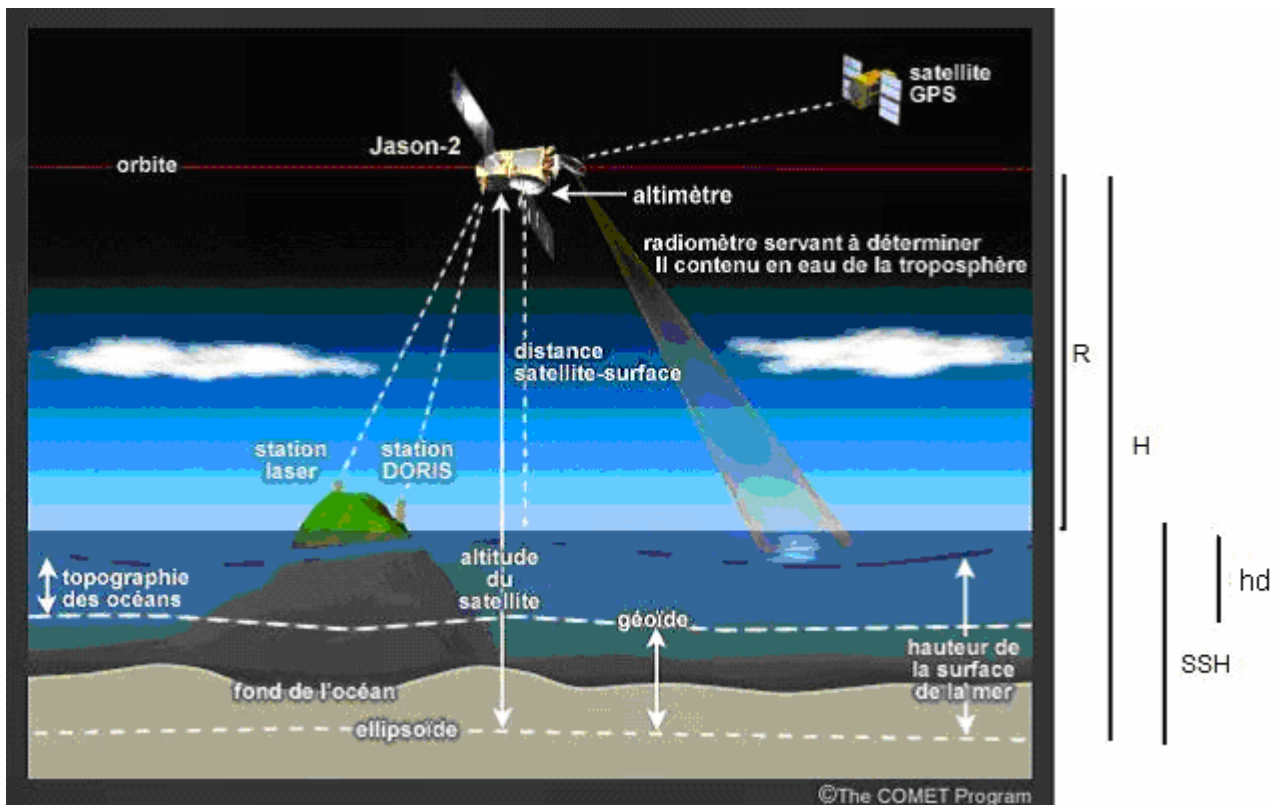


Fig. II.1 - Principe de l'altimétrie satellitaire (source : www.eumetsat.int).

I.2 Une mesure, des phénomènes

I.2.1 Anomalies du niveau de la mer

Le niveau des océans SSH obtenu est considéré en théorie comme la somme d'une composante statique et d'une autre dynamique: la composante statique correspond à l'élévation de la surface de la mer en l'absence de toute perturbation (vents, marée, courant, etc.). Il s'agit du « géoïde » qui correspond à une équipotentielle du champ de gravité terrestre (ainsi une zone de roches denses fait apparaître une « bosse » sur le géoïde). La composante dynamique quant à elle, correspond à la circulation océanique aussi appelée « topographie dynamique ». Elle inclut la circulation océanique déviée sous l'effet de la force de Coriolis et les phénomènes variables tels que les courants générés par les vents ou encore les

marées. Pour avoir accès à la topographie dynamique, h_d , on retranche donc le géoïde G au niveau de la mer SSH (cf. Fig. II.1):

$$h_d = SSH - G \quad (2.33)$$

Malheureusement, le géoïde reste encore trop mal connu pour pouvoir accéder avec une précision suffisante à la topographie dynamique des océans. Ainsi, on utilise le niveau moyen des mers (MSS: *Mean Sea Surface*), comme niveau de référence des mesures altimétriques. Il s'agit de la somme de la topographie dynamique moyenne ($\overline{h_d}$ ou MDT : *Mean Dynamical Topography*) et du géoïde :

$$MSS = \overline{h_d} + G \quad (2.34)$$

Il existe différentes façons de calculer la MSS. Par une méthode inverse, il est possible d'estimer la MSS à partir de la mesure des perturbations créées par le champ de gravité sur les trajectoires de satellites, ce qui permet de remonter au géoïde sur toute la planète. Il s'agit d'une méthode de détermination par perturbation d'orbite. Rio et al (2004, 2009) combinent des estimations du géoïde, des données in situ (profils hydrographiques, observations lagrangiennes) et des données altimétriques pour reconstruire une MDT globale sur une grille régulière. La MDT peut également être calculée le long des traces du satellite en moyennant les mesures altimétriques instantanées sur une période donnée, suffisamment longue pour pouvoir intégrer les effets saisonniers de la dynamique de l'océan.

La MSS est retranchée à la SSH, donnant ainsi accès à la partie variable du signal océanique (SLA) :

$$SLA = SSH - MSS \quad \text{avec} \quad MSS = \overline{SSH} \quad (2.35)$$

I.2.2 Courants géostrophiques

La topographie dynamique ainsi obtenue nous donne accès à la pente de la surface de la mer à partir de laquelle on peut déduire le courant géostrophique. En effet, partant des équations générales hydrodynamiques de Navier Stokes, et après plusieurs simplifications, on obtient l'approximation géostrophique qui consiste à négliger certains termes si le nombre de Rossby R est petit :

$$R = u/fL \ll 1$$

où u et L sont les vitesses et les longueurs caractéristiques de l'écoulement; f , le paramètre de Coriolis en s^{-1} . Dans ce cas, l'équilibre stationnaire est défini par les équations:

$$fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \quad (2.36)$$

$$fv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \quad (2.37)$$

$$0 = \frac{\partial P}{\partial z} - \rho g \quad (2.38)$$

avec ρ la masse volumique de l'eau (en kg.m^3), P , la pression en Pa, u et v les composantes horizontales du courant en m.s^{-1} .

Les équations 2.36 et 2.37 traduisent l'équilibre entre le champ de pression et le champ de vitesse (équilibre géostrophique), alors que la troisième relation 2.38 est l'équilibre hydrostatique. La pression P est donnée par $P(\eta) = \rho g \eta + \text{cte}$ avec $\eta = \text{SSH}$ la topographie dynamique définie au paragraphe I.1. Les équations deviennent:

$$fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (2.39)$$

$$fv = g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (2.40)$$

Puisque la mesure altimétrique nous fournit l'anomalie de hauteur de mer, $SLA(x, y, t) = \eta - \bar{\eta}$, on peut donc accéder à la composante variable des courants géostrophiques perpendiculaires à la trace. Soulignons que nous n'avons accès qu'à la composante variable, l'état moyen de l'équilibre géostrophique étant éliminé lors du retrait de la hauteur du niveau moyen de la mer (utilisé comme référence du fait de l'imprécision du géoïde, cf. paragraphe I.3.1.). L'altimétrie seule renseigne donc uniquement sur la variabilité du courant, c'est à dire sur ses accélérations, ses décélérations et son activité mésoéchelle par rapport à un état moyen.

I.3 Analyse de la forme d'onde

La mesure de la distance altimétrique passe par l'analyse de l'écho retour reçu par l'altimètre. La courbe qui représente l'évolution de la puissance de cet écho retour en fonction du temps d'observation est appelée « forme d'onde altimétrique ». Celle-ci dépend de l'état de la surface (appelée « tache au sol ») sur laquelle l'onde radar se réfléchit. Toute la tache au sol n'est pas illuminée simultanément et l'écho reçu est affecté par la forme de la surface observée. La figure II.2 illustre la géométrie de l'interaction impulsion-surface et l'évolution de l'écho en fonction du temps dans le cas simplifié d'une surface plane.

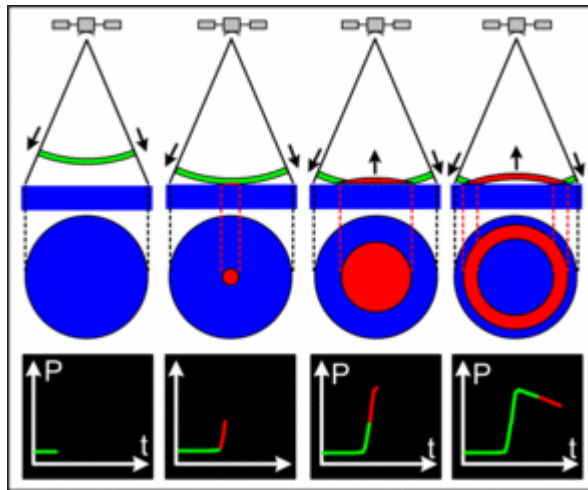


Fig. II.2 - Formation de l'écho altimétrique pour une surface plane @CNES.

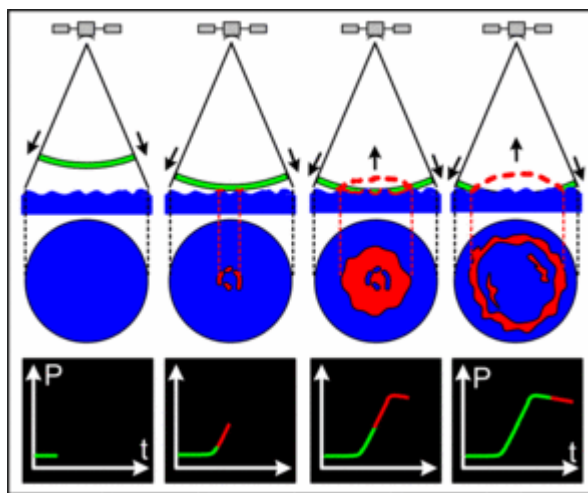


Fig. II.3 - Formation de l'écho altimétrique pour une surface agitée @CNES.

Le principe est le suivant : l'onde émise se propage selon une calotte sphérique. L'aire de l'intersection de cette onde avec la surface de la mer va passer d'un point à un disque puis à un anneau de surface constante. En conséquence, la puissance de l'impulsion retour reçue croît également jusqu'à un palier. La courbure de l'impulsion entraîne par la suite des surfaces illuminées en forme d'anneau de surface de plus en plus petite. La puissance mesurée décroît alors linéairement.

Dans le cas d'un océan agité, illustré sur la figure II.3, le mécanisme de formation de l'écho est similaire excepté que les premières surfaces illuminées vont être les crêtes des vagues. Au fur et à mesure que le nombre de vagues illuminées croît, la puissance mesurée augmente. Celle-ci atteint son maximum lorsque les creux des vagues au nadir (à la verticale du satellite) sont illuminés. La forme de l'impulsion retour va finalement être fonction de la rugosité de la surface réfléchissante c'est-à-dire ici, l'état de mer. De cette façon, la pente de l'écho retour permet d'estimer la hauteur moyenne des vagues. Cette pente sera abrupte si la mer est calme et plus douce dans le cas d'une mer agitée. A partir de l'intensité de l'écho retour, on peut également déterminer la vitesse du vent à la surface. En effet, la valeur maximale de l'intensité fournit une mesure du coefficient de rétrodiffusion de la surface, inversement proportionnel à la vitesse du vent. Ainsi, plus le vent soufflera plus la surface de l'océan deviendra

rugueuse ce qui diminuera le nombre de points sur lesquels l'onde incidente peut se réfléchir de façon spéculaire. L'ensemble des traitements qui permettent de passer d'une forme d'onde brute à une hauteur de mer altimétrique R se nomme «analyse de la forme d'onde» ou «Retracking». La figure II.4 donne un exemple de forme d'onde obtenue par l'altimètre TOPEX.

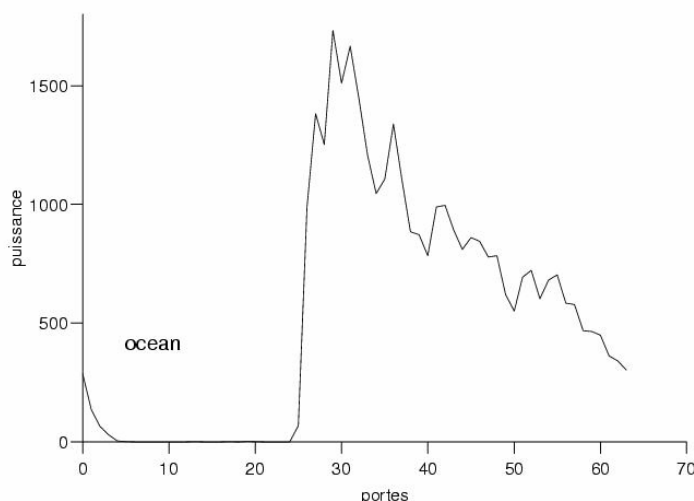


Fig. II.4 - exemple de forme d'onde réelle sur l'océan de l'altimètre TOPEX (www.avisioceanobs.com).

II. Les corrections, un gage de précision

Avant d'être exploitables, les mesures altimétriques doivent subir un certain nombre de corrections afin d'atteindre le niveau de précision souhaité (AVISO, 1996). En effet, nous avons vu plus haut que le principe de la mesure de la hauteur de mer consiste à estimer la distance R à partir du temps nécessaire à l'onde radar pour effectuer l'aller et retour antenne émettrice-surface de la mer. Typiquement, la vitesse de l'onde électromagnétique est égale à la vitesse de la lumière. Néanmoins, cela reste une approximation et des corrections doivent être faites pour tenir compte de plusieurs éléments perturbateurs susceptibles de modifier la vitesse de l'onde au cours de son trajet. Les perturbations à prendre en compte sont donc de trois types:

- les bruits instrumentaux
- les erreurs dues à la traversée de l'onde radar dans l'atmosphère
- le biais lié à l'état de mer

D'autre part, la valeur h inclut différentes contributions physiques (dus aux marées, au forçage en pression et en vent ...) qu'il est nécessaire de retirer du signal altimétrique si l'on veut accéder à la seule

signature de surface de la circulation océanique. Une correction de de-aliasing est également nécessaire. Il s'agit de la correction des alias engendrés par les variations rapides de la surface océanique en réponse aux forçages atmosphériques, sous échantillonnées par la mesure altimétrique.

II.1 Les corrections instrumentales

Les bruits instrumentaux sont intrinsèques au radar et au satellite. Les corrections tiennent compte par exemple du délai de traitement de la mesure par les instruments (équivalent à quelques cm en termes de hauteur) ou encore des variations du centre de gravité du satellite. Ainsi, on distingue :

- La correction de dépointage.
- La correction d'effet Doppler.
- La correction de OUS (**O**scillateur **U**ltra **S**table) : correction de la dérive des oscillateurs embarqués, qui servent d'horloge interne, en particulier pour l'émission des impulsions radar).
- La calibration interne.
- Les tables de corrections : corrections des effets instrumentaux et algorithmiques non modélisables.

Afin de pouvoir tenir compte de ces sources d'erreurs sur la mesure altimétrique, les instruments sont régulièrement calibrés à bord du satellite, grâce à un mode de fonctionnement spécifique. Pour plus de détails sur l'ensemble de ces corrections, le lecteur pourra se référer à [Chelton et al. \(2001\)](#).

II.2 Les corrections atmosphériques

Elles incluent l'influence de l'ionosphère et celle de la troposphère.

- **La Ionosphère** : située entre 70 et 500 km d'altitude, l'ionosphère retarde l'onde en raison des interactions électromagnétiques avec les électrons libres. Corriger l'écart de temps associé à la traversée de l'ionosphère exige donc de connaître la quantité totale d'électrons (CTE: **C**ontenu **T**otal en **E**lectrons) contenue dans le faisceau situé entre le satellite et la surface de l'eau. Pour cela, les observations du radar se font à deux fréquences différentes (par exemple: en bande C (4-8 GHz et Ku (12.5 -18 GHz) pour T/P et S (2-4 GHz) et Ku pour Envisat) car le retard produit dépend de la fréquence du signal émis. Ainsi, la propagation de l'onde radar dans l'ionosphère est fortement atténuée dans la bande de fréquence Ku alors que ce n'est pas le cas pour la bande C et la bande S. L'écart entre les deux fréquences reçues permet ainsi de déterminer le CTE et donc la correction à effectuer. L'amplitude de cette correction varie de 1 à 20 cm.

- **La Troposphère sèche** : Les molécules de diazote N_2 et de dioxygène O_2 contenues dans cette partie de l'atmosphère vont également introduire un retard dans la transmission du signal, équivalent à environ 2.3 m en termes de distance. Il dépend de la quantité d'air traversé qui fluctue en fonction de la pression

atmosphérique. Puisqu'on ne dispose pas d'instrument embarqué qui estimerait la pression atmosphérique à la verticale du satellite, celle-ci est fournie par des modèles météorologiques qui produisent des données de qualité suffisante.

- **La Troposphère humide** : La correction de la troposphère humide, quant à elle, prend en compte le retard de l'onde radar dû au contenu en vapeur d'eau, en eau sous forme de gouttelettes et en eau précipitante, mesuré par un radiomètre microonde embarqué à bord du satellite. Cet effet peut provoquer des erreurs de l'ordre de 15 cm en moyenne sur la mesure altimétrique. Puisque le contenu en eau dans l'atmosphère est très variable dans le temps et dans l'espace, en particulier à l'approche des côtes, l'estimation de la correction est assez difficile et reste un point à améliorer dans l'avenir. La précision de cette correction a été estimée à environ 1.1 cm en plein océan, d'après des mesures du satellite TOPEX/Poséidon (Keihm et al., 2000) et semble jouer un grand rôle dans le bilan global d'erreur sur le niveau de la mer (environ 4cm rms, Fu et Cazenave, 2001).

II.3 Les corrections d'état de mer

La qualité de la mesure altimétrique dépend également de l'interaction entre l'onde électromagnétique et la surface de l'océan lorsque la première se réfléchit sur la seconde. Le biais d'état de mer correspond à l'erreur sur la mesure de la SSH due au fait que le creux des vagues renvoie plus d'énergie que la crête (biais électromagnétique) et que les crêtes soient plus pointues que les creux (biais de skewness). En effet, les ondes sont réfléchies par les facettes horizontales de la surface de l'eau, plus nombreuses dans les creux des vagues que dans les crêtes. Ceci entraîne la sous-estimation du niveau de la mer mesuré par l'altimètre par rapport au niveau réel. Ainsi, lorsque la mer est agitée, la puissance du signal retour reçue par l'altimètre est plus faible que lorsque la mer est calme. Ces biais sont difficiles à estimer car ils sont liés à l'état de mer qui a une grande variabilité spatiale et temporelle (période de quelques secondes, longueur d'onde de quelques mètres pour des amplitudes comprises entre quelques cm et plusieurs mètres). Il existe cependant des modèles de correction de ce biais qui sont fonction de la hauteur des vagues (obtenue par analyse de la forme et de l'intensité de l'écho retour, cf. section I.2) et de la vitesse du vent (Chelton 1994, Gaspar et al. 1994). L'erreur d'estimation est de l'ordre de 1% de $H^{1/3}$ ($H^{1/3}$ étant la hauteur moyenne du tiers des vagues les plus hautes). Elle constitue un fort poste d'erreur affectant la mesure altimétrique sur l'océan.

II.4 Les corrections de marée

Les phénomènes physiques liés à la marée sont à l'origine de variations haute fréquence (< 1 jour) de la mesure altimétrique de la hauteur de mer. Si l'on souhaite étudier plus aisément les signaux plus basse fréquence (par exemple le signal saisonnier ou méso-échelle), il est indispensable de retrancher ces signaux haute fréquence de la mesure altimétrique. Les variations du niveau de la mer induites par ces phénomènes sont de deux types : soit absolues, c'est à dire intrinsèques de la hauteur de la colonne

d'eau, soit relatives, qui ne concernent pas directement le niveau de la mer mais la référence choisie pour la mesurer. Parmi les phénomènes qui agissent directement sur la hauteur de mer on distingue:

- **La marée océanique**: Elle correspond à un déplacement des masses d'eau sous l'action gravitationnelle du soleil et de la lune et représentent plus de 80% de la variabilité de la surface libre en plein océan. Connaître les marées est alors très important pour la mesure altimétrique, si l'on veut s'affranchir de ce phénomène et ainsi comprendre la circulation océanique ou les variations saisonnières. Les variations de la hauteur de mer associées dépassent rarement 2 m dans l'océan hauturier mais peuvent atteindre 10 m près des côtes. Les erreurs sur les mesures altimétriques qui leur sont associées sont connues avec une précision de 1 cm en plein océan mais peuvent atteindre plusieurs cm près des côtes, du fait des contributions non-linéaires mal connues et des échelles spatiales plus fines. Nous reviendrons sur ce point un peu plus loin (section III.1.5). L'étude des marées a progressé grâce à l'altimétrie et à ses mesures globales et continues sur plusieurs années. Les modèles globaux de marée GOTOOv2 (Ray 1999) et FES2004 (Lyard et al, 2006) sont communément utilisés comme référence pour la correction de marée dans les produits altimétriques « standards » GDR (*Geophysical Data Record*). GOTOOv2 est un modèle empirique basé sur les données altimétriques, alors que FES2004 est un modèle hydrodynamique à éléments finis qui assimile des observations altimétriques et in situ. La précision de ces deux modèles dans l'océan ouvert est centimétrique mais des erreurs significatives persistent dans les eaux peu profondes du fait notamment de l'omission de certaines composantes de la marée. Aujourd'hui, de nouveaux modèles globaux sont disponibles (GOT4.7 (Ray, 2008) et EOTO8a (Savcenko et Bosh, 2008). D'autres sont encore en cours de préparation, comme FES2012 (F. Lyard, com. pers.).

Viennent ensuite les phénomènes susceptibles de modifier la position du référentiel utilisé dans le calcul de la hauteur de mer, à savoir:

- **La marée terrestre**: Il s'agit de la déformation élastique de l'écorce terrestre due à l'action des forces gravitationnelles de la lune et du soleil. Cela se traduit par une élévation de la croûte terrestre provoquant un mouvement vertical de masses d'eau. La variation temporelle suscitée à la surface de la terre par ce phénomène est périodique, en accord avec les mouvements des astres considérés et de leurs effets conjugués. Typiquement, l'amplitude du déplacement périodique n'excède pas quelques dizaines de cm. Afin de réduire cet effet, on utilise un modèle de correction approprié.

- **La marée polaire**: Elle correspond au mouvement irrégulier de l'axe de rotation de la Terre, responsable d'un déplacement vertical de la croûte terrestre par rapport à son ellipsoïde. Son amplitude serait de plusieurs mm avec une période de 436 jours. Le calcul de cet effet est effectué à partir de la position du pôle (Wahr, 1985).

- **Les effets de charge**: Ils sont liés à l'effet de la marée océanique : le déplacement des masses d'eau par la marée entraîne des variations de la hauteur de mer. Or, plus la hauteur de mer est importante,

plus la poussée exercée par la masse d'eau sur le fond océanique augmente. Cette masse d'eau entraîne une déformation de ce fond en créant une marée de charge. Son impact sur la variation de hauteur de mer est en dessous du cm au large et égale à 10% de la marée océanique en zone côtière. Les corrections qui tiennent compte de cette marée de charge sont calculées grâce à des modèles de déformation forcés par les atlas de marée.

II.5 La réponse haute fréquence aux forçages atmosphériques

II.5.1 Problème de l'approximation du baromètre inverse

La variation de pression atmosphérique modifie l'élévation de la surface de l'océan (ordre de grandeur: 0 à 20 cm) : plus l'atmosphère pèse sur l'océan (c'est-à-dire plus la pression est forte), plus l'océan va « s'enfoncer ». Au premier ordre, la réponse est statique (locale et instantanée) : une augmentation de la pression de +1hPa entraîne une baisse de la hauteur d'eau de -1cm, d'où l'expression de « baromètre inverse » (BI) ([Wunsch and Stammer, 1997](#)). L'échelle temporelle de ce phénomène est de l'ordre de quelques jours, ce qui correspond aux passages successifs de dépressions et d'anticyclones au-dessus d'un lieu donné. Sa prise en compte dans les mesures altimétriques de hauteur de mer nécessite donc la connaissance de la pression atmosphérique sous la trace du satellite: celle-ci est déterminée avec une précision suffisante par des modèles météorologiques. La correction de baromètre inverse ainsi obtenue, qui considère donc que la réponse de l'océan aux forçages de la pression atmosphérique est uniquement statique, est appliquée dans tous les jeux de données altimétriques « standards » (GDR). Or, la réponse de l'océan aux effets de pression peut s'écarter d'un effet purement statique et générer des phénomènes physiques haute fréquence qui sont aliasés dans la mesure altimétrique. Ces effets dynamiques doivent être pris en compte si l'on veut retirer le signal de pression aux données altimétriques. Parmi eux, on distingue les variations à haute-fréquence de la pression atmosphérique (<3 jours; [Carrère et Lyard, 2003](#)) ainsi que les effets du vent, qui constituent la conséquence dynamique des variations de pression atmosphérique.

II.5.2 Correction de de-aliasing.

La variabilité barotrope haute fréquence du niveau de la mer en réponse aux forçages atmosphériques constitue une source d'alias de la mesure altimétrique. En effet, du fait de son échantillonnage temporel (presque 10 jours pour TOPEX/Poséidon et Jason-1), le satellite ne peut capturer l'ensemble de ces phénomènes physiques à haute fréquence qui se manifestent entre deux passages consécutifs ([Schlax and Chelton 1995](#)). On assiste donc à un repliement vers les basses fréquences des signaux ayant une périodicité inférieure à 20 jours. Cela a pour effet de corrompre la mesure altimétrique en créant artificiellement des signaux basse fréquence qui se superposent aux signaux caractéristiques de la dynamique océanique (phénomène dit « d'aliasing »). Pour étudier les signaux basse fréquence caractéristiques de la circulation océanique, il est donc nécessaire de retrancher également ces signaux

haute fréquence à la mesure altimétrique. Pour cela, on a recours à des modèles hydrodynamiques barotropes qui estiment la réponse non-statique de l'élévation de la surface au forçage en pression, tels que le modèle aux éléments finis T-UGOM (ex-MOG2D) développé par F. Lyard et son équipe.

III. Les limites de l'altimétrie à l'approche des côtes

Il existe un large domaine où l'altimétrie reste difficilement exploitable et pour lequel les procédures d'analyse des échos s'avèrent complexes. Ce domaine coïncide avec la région où les variations de la circulation, du niveau de la mer et de l'état de mer ont de loin l'impact le plus significatif sur la société humaine: la zone côtière. Les données altimétriques recueillies sur cette bande côtière (jusqu'à quelques dizaines de km de la côte) contiennent de nombreux biais et erreurs résiduelles (Anzenhofer et al., 1999) du fait de la contamination de l'onde altimétrique par la présence du continent, des corrections inadéquates, ou un manque de compréhension des effets de surface qui altère l'information contenue dans la mesure altimétrique côtière. Les données de SLA le long des traces des produits « standards » ne sont donc pas adaptées pour la mesure des processus côtiers (AVISO, 2010). Il en est donc de même pour les cartes « standards » qui consistent en une interpolation des données de SLA le long des traces. La limitation de ces produits vient également du fait que leur résolution ($1/4^\circ$ pour les produits actuels) est contrainte par la distance inter-trace et n'est donc pas adéquate pour la représentation des échelles plus petites en zone côtière. Par ailleurs, l'hypothèse utilisée dans le hauturier qui suppose que les échelles spatiales et temporelles, utilisées pour l'interpolation des mesures de SLA, sont isotropes et constantes n'est plus valable près des côtes, où le signal de SSH est soumis à l'influence de divers forçages (p.ex. la bathymétrie). Fournir des données altimétriques adaptées à l'étude en zone côtière est apparu comme étant un point clé pour l'observation des processus côtiers (tels que l'Iberian Poleward Current (cf. section III.1.3a de la partie I)).

Le chemin vers l'altimétrie côtière passe par des améliorations dans les algorithmes d'extraction de la mesure radar (retracking) et des corrections géophysiques. Pour cela, il faut faire face à des limitations liées aux caractéristiques techniques de la mesure altimétrique ainsi qu'aux particularités phénoménologiques de la zone côtière (cf. Fernandez et al., 2003; Fenoglio et al., 2007). Nous allons ici évoquer les principales limitations d'ordre technologique de la mesure altimétrique causées par la présence du continent ainsi que les solutions apportées à travers l'émergence de nouvelles méthodologies permettant de passer de données altimétriques « standards », c'est à dire issues d'une chaîne traitant indifféremment les données côtières et hauturières, à des données altimétriques « côtières », ayant subi des corrections et des traitements adaptés qui tiennent compte de ces limitations.

III.1 Hétérogénéité des formes d'onde et « décrochage » de l'altimètre

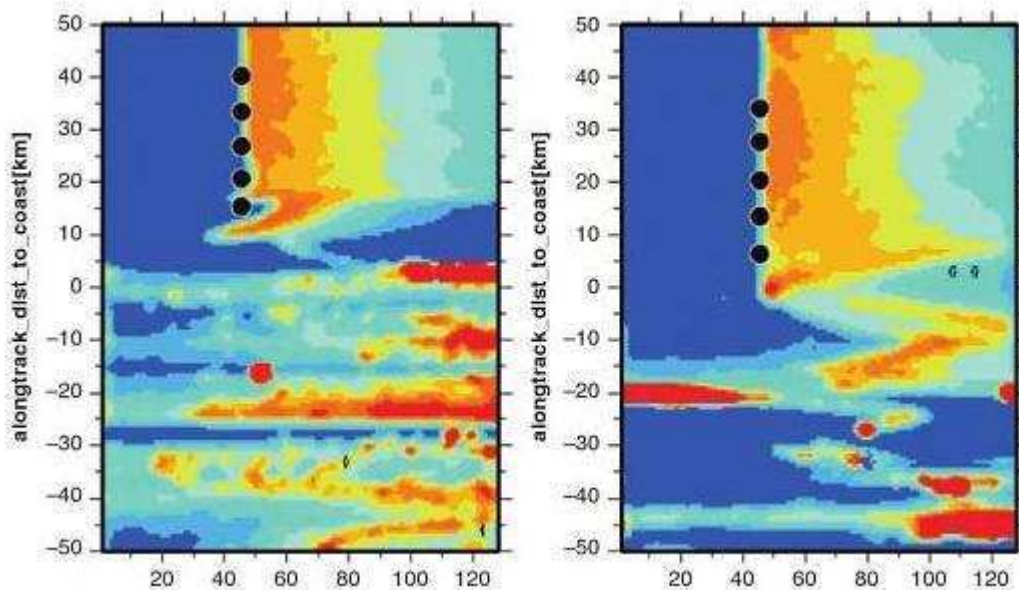


Fig. II.5 - Puissance de la forme d'onde (élevée en rouge, faible en bleu) en fonction de la distance à la côte. La figure montre deux traces d'Envisat proche de l'Italie au nord est de la mer Méditerranée. La distance du point de la trace par rapport à la côte est montrée sur l'axe vertical et la puissance de la forme d'onde le long de l'axe horizontal. Des formes d'onde « normales » (qui suivent le modèle de Brown) sont observées loin de la côte en haut de chaque figure, mais proche de la côte et sur le continent la forme d'onde est déformée (Feneglio-Marc, 2008). Les points noirs indiquent les points de la trace où des données de SSH à 1Hz sont disponibles.

La présence du continent modifie la forme des échos-retour en la faisant s'éloigner de la forme standard d'un écho brownien parfois jusqu'à plus de 20 km des côtes (Fig. II.5). Si la forme des ondes successives deviennent trop hétérogène, ceci a pour conséquence le « décrochage » de l'altimètre. Un système de retracking à bord du satellite a pour rôle de maintenir la forme d'onde dans la fenêtre d'analyse de l'altimètre. Cette « fenêtre », d'une longueur constante, doit être centrée sur la date probable de retour du signal ainsi que sa hauteur, calibrée sur la puissance prévue de l'écho-retour. Ce système effectue une première analyse sommaire de la forme d'onde afin d'anticiper le réglage de la fenêtre d'enregistrement de l'écho retour. A la transition terre-océan la procédure d'anticipation n'est plus adaptée puisque la fenêtre est calibrée pour une mesure de surface continentale au coefficient de rétrodiffusion peu élevé, alors que l'écho provenant de la surface océanique est puissant. L'algorithme de retracking n'étant pas adapté, les paramètres issus de l'analyse de la forme d'onde ne peuvent pas être déterminés. Dans ce cas, l'appareil d'acquisition de la mesure est réinitialisé, on parle alors de « décrochage de l'altimètre ». Ce décrochage s'accompagne d'une perte de données sur une distance comprise entre 6 et 20 km de la côte (Chelton et al., 2001) qui correspond à la distance parcourue par le satellite avant que le système de mesure ne redevienne actif. Les algorithmes de retracking doivent

donc s'adapter à l'ensemble de ces formes d'ondes pour fournir des paramètres altimétriques les moins dégradés possibles à l'approche de la côte et sur les eaux continentales.

III.2 Dégradation de la correction de troposphère humide

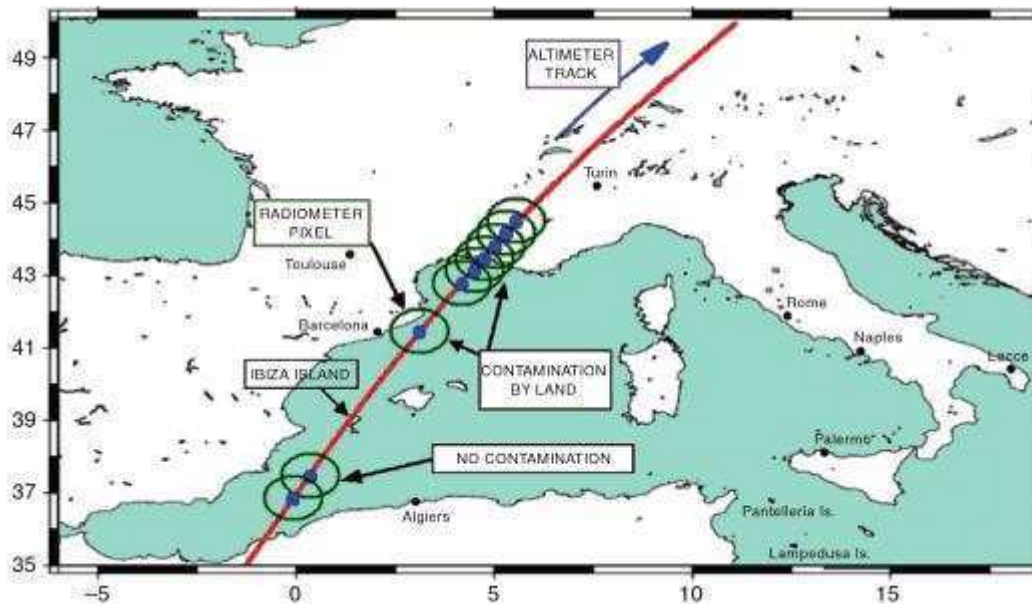


Fig. II.6 - Exemple d'une trace Jason-1 traversant la mer Méditerranée. Les cercles pleins bleus indiquent la tache au sol de l'altimètre et les cercles verts montrent l'extension du faisceau principal du radiomètre. La figure illustre les points de mesure où les observations du radiomètre sont contaminées par le continent (S.Vignudelli et al, 2009, modifié de Eymard et Obligis, 2006).

La correction de « troposphère humide » qui, rappelons-le, est liée à l'interaction de l'onde radar avec le contenu en vapeur d'eau des basses couches atmosphériques, s'avère être particulièrement critique en zone côtière. En plein océan, elle est habituellement déduite des mesures acquises par un radiomètre embarqué à bord du satellite. La combinaison altimètre-radiomètre est satisfaisante pour l'étude de la variabilité de topographie de surface de l'océan hauturier. Cependant, ce n'est plus le cas en zone côtière où la mesure radiométrique se heurte à deux difficultés principales. Tout d'abord la variabilité spatiale du contenu de vapeur d'eau dans l'atmosphère est sous-échantillonnée par la mesure radiométrique car les échelles de variabilité en zone côtière sont plus fines (e.g. Andersen and Scharroo, 2011, Obligis et al., 2011). Ensuite, le radiomètre possède une tache au sol plus étendue que l'altimètre (comme illustré par la Fig. II.6). Par conséquent ses mesures sont contaminées plus tôt par la présence du continent. La présence des terres dans la tache au sol du radiomètre (comme pour l'altimètre) perturbe donc la mesure du contenu en eau de la troposphère, qui fait l'hypothèse d'une surface marine. L'émissivité des terres, forte et variable, entraîne une erreur sur la correction de l'ordre de quelques cm. Les températures de brillance étant calculées sur un rayon océanique de 21,7 km autour du nadir pour le canal à 18 Ghz (Ruf et al., 1994), les corrections radiométriques à moins de 21,7 km de la côte sont peu

fiables. Il est donc nécessaire de définir des stratégies pertinentes de correction de troposphère humide en zone côtière où les mesures altimétriques peuvent être présentes mais où les corrections radiométriques sont absentes ou inutilisables.

Le recours à une correction déduite des modèles météorologiques s'avère être une solution intéressante. Par comparaison au domaine océanique, la difficulté principale en domaine continental consiste à déterminer précisément l'épaisseur de la colonne d'atmosphère sur laquelle est réalisée l'intégration des paramètres atmosphériques. Malheureusement, la résolution de la grille topographique terrestre (qui correspond aussi à la grille du modèle soit $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ pour le modèle global de l'ECMWF) qui contraint le modèle et caractérise la base de l'atmosphère, n'est pas suffisante pour transcrire fidèlement la topographie dans les zones au relief chaoté et encore moins les lits des fleuves. Une autre méthodologie de calcul d'une correction de troposphère humide en zone côtière a été développée à CLS (*Collecte Localisation Satellite*) et consiste à utiliser conjointement la correction radiométrique et la correction modèle (Mercier, 2004). La figure II.7 illustre comment deux types de corrections des effets de la troposphère humide sont affectés proche de la côte.

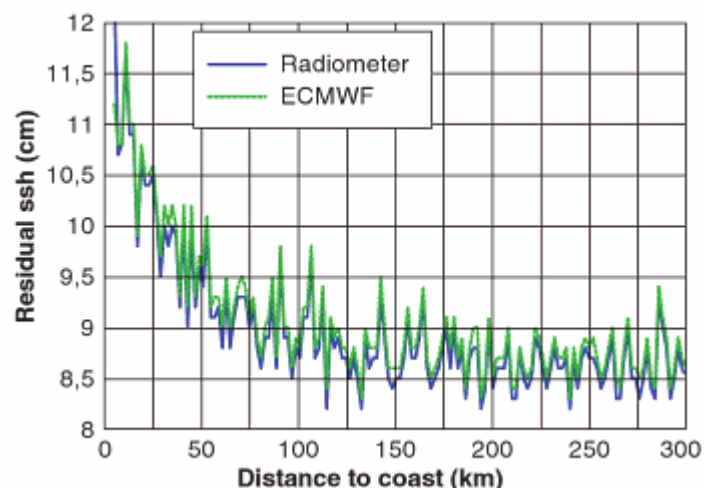


Fig. II.7 -Variations résiduelles de la SSH (en cm) après avoir appliqué la correction de la troposphère humide fournie par les radiomètres d'une part et interpolée à partir des estimations de vapeur d'eau intégrée sur la colonne d'atmosphère par le modèle ECMWF et moyennées tous les 2km, d'autre part ; en fonction de la distance à la côte (en km) (Vignudelli et al., 2009).

De nombreuses recherches ont ainsi été réalisées dans le but d'améliorer la correction de la troposphère en région côtière. A titre d'exemple, Obligis et al. (2011) ont étudié deux méthodes : l'une utilise le «Dynamically Linked model» (DLM) basé sur la combinaison dynamique de mesures radiométriques, de données de modèles, et d'estimation de la correction de troposphère humide dérivée du GPS/GNSS (*Global Navigation Satellite System*). Dans une seconde approche, ils s'intéressent à la mesure des températures de brillance et la façon de supprimer les biais dus à la contamination par le continent. Ces méthodes sont encore exploratoires et ne sont pas déployées sur les chaînes de traitement standard.

III.3 Imprécision de la correction de troposphère sèche à proximité ou sur les continents

Nous avons vu plus haut que cette correction était calculée à partir des valeurs de la pression atmosphérique fournie par des modèles atmosphériques (ceux du ECMWF et du National Center for Environmental Predictions NCEP). Pour l'océan hauturier, la précision de ces modèles semble suffisante mais proche des continents, la dynamique est plus complexe ce qui peut rendre le calcul imprécis.

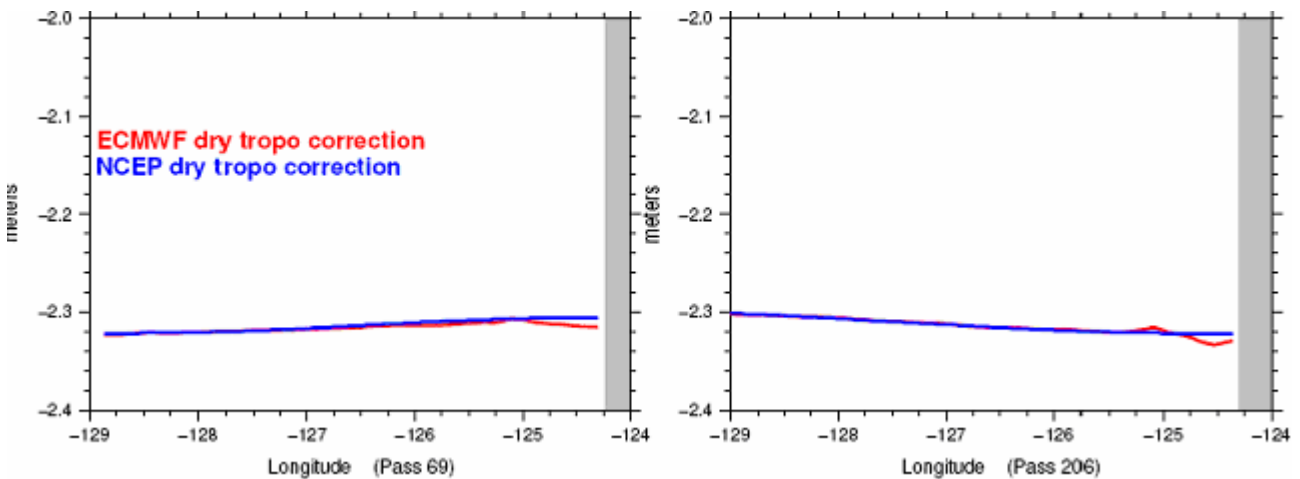


Fig. II.8 - Corrections troposphérique sèche calculées avec le modèle ECMWF et le modèle NCEP le long de deux traces TOPEX. Les bandes grises correspondent au continent @CLS.

La figure II.8 illustre assez bien la divergence des solutions calculées par les modèles ECMWF et NCEP qui peut être observée à proximité des côtes. Cette correction est assez bien maîtrisée et elle ne varie que de quelques cm. La variabilité la plus importante est observée aux latitudes moyennes de par l'établissement successif de régimes anticycloniques puis dépressionnaires.

III.4 Dégradation de la correction de réfraction ionosphérique

La correction de la perturbation de l'onde radar par les électrons libres présents dans l'ionosphère se calcule, comme nous l'avons expliqué au paragraphe II.2 à l'aide d'une combinaison des distances altimétriques mesurées à 2 fréquences différentes (bande C et bande Ku). A l'approche des côtes, la mesure de distance sur chacune des 2 bandes est dégradée et la correction est de moindre qualité. Une solution envisagée est le recours à des altimètres en bande Ka, (mission 'AltiKa') moins affectée par les perturbations ionosphériques. Les performances novatrices de l'altimètre AltiKa, liées à sa fréquence, permettront une meilleure résolution spatiale en particulier près des côtes. Toutefois, l'atténuation due à l'eau ou à la vapeur d'eau dans la troposphère est élevée, ce qui signifie qu'aucune mesure n'est produite lorsque le taux de pluie est supérieur à 1.5 mm/h.

III.5 Imprécision de la correction du signal de marée

Proche des côtes, la marée est beaucoup plus complexe que dans l'océan du large. Dans ces zones, il n'est plus possible de négliger le frottement sur le fond et les termes non linéaires des vitesses en raison des forts gradients topographiques. En effet, les ondes astronomiques de marées interagissent entre elles par advection, frottement sur le fond, formant ainsi des ondes non-linéaires appelées ondes d'interactions, de fréquences supérieures à celles des ondes astronomiques. Parmi ces ondes non-linéaires, on peut distinguer les ondes composées (MS_4 , $2MS_2$, ...) qui sont dues à l'interaction de plusieurs ondes astronomiques différentes et les ondes supérieures (M_4 , M_6 , ...) qui sont dues à l'interaction d'une onde avec elle-même. Ainsi, l'interaction de l'onde M_2 avec elle-même forme l'onde M_4 alors qu'elle forme l'onde MS_4 lorsqu'elle interagit avec S_2 . L'onde de marée peut également, dans certains lieux, être amplifiée par résonance. Ce phénomène concerne le plus souvent la composante semi-diurne, et peut augmenter considérablement l'amplitude de l'onde de marée (Andersen, 1999). A titre d'exemple, le marnage (différence de hauteur d'eau entre une pleine mer et une basse mer successive) atteint presque 20 m dans la baie de Fundy et 15 m dans la baie du Mont Saint Michel. Le spectre de la marée en zone côtière est donc plus complexe que celui observé au large. Il peut inclure plus d'une centaine d'ondes composantes qui sont parfois délicates à modéliser mais dont la prise en compte est nécessaire pour un calcul précis (Andersen et al. 2006). La figure II.9 donne un exemple des différences que l'on peut observer entre les solutions de marée fournies par les modèles FES2004 et GOT4.7.

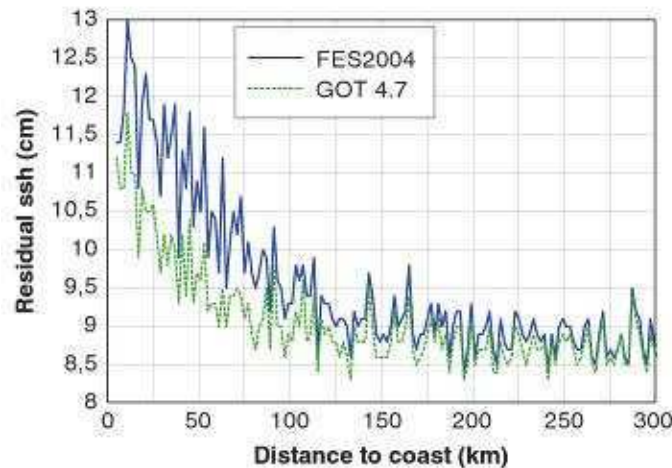


Fig. II.9 - Ecart-type des variations du résiduel de la hauteur de mer (SSH) moyenné sur 6 ans de données altimétriques fournies par Jason-1 appliquant les modèles de marée FES2004 et GOT4.7 (Vignudelli et al., 2009).

L'amélioration des modèles de marée pour une correction plus précise de la mesure altimétrique, particulièrement en zone côtière, fait donc partie de l'un des efforts de développement de techniques de traitement des mesures et constitueraient l'un des plus importants gain de précision de la mesure altimétrique. Une des solutions envisagées est le développement de modèles de marée « régionaux », au maillage raffiné en zone côtière, qui permettrait de mieux modéliser la dynamique des marées aux

abords des plateaux continentaux. La performance de ces modèles dépendra en partie de la qualité de la bathymétrie et des conditions aux limites. Leur mise en place, par système de modèle imbriqué, nécessitera également un temps de calcul conséquent. Un autre moyen mis en œuvre dans le cadre du projet COMAPI (**CO**stal **M**odeling for **Al**timetry **P**roduct **I**mprovement ; CNES/Noveltis/LEGOS) est basé sur le développement de modèles régionaux de marée avec assimilation de données altimétriques (analyse harmonique calculée à partir de 15 ans de données TOPEX/Poséidon et Jason-1 issues de la chaîne XTRACK du CTOH). Cette technique permet d'obtenir un atlas de marée amélioré pour les ondes « classiques » et qui prend en compte un panel plus large d'ondes non-linéaires.

III.6 Signaux dus à l'effet des vents et de la pression atmosphérique

En zone côtière, les fluctuations en direction et en intensité du vent ainsi que les variations spatio-temporelles de pression atmosphérique induisent une dynamique plus complexe et plus variable que dans l'océan hauturier. Les mouvements de masse d'eau qu'elles induisent sont très rapides et caractérisés par une signature de surface de forte amplitude (voir par ex. Carrère and Lyard, 2003). Ainsi, on distingue les ondes de gravité-inertie qui se manifestent par des oscillations de fréquences élevées (inférieures à 10 jours), les ondes de Kelvin, qui se propagent le long des côtes en laissant celles-ci sur leur droite dans l'hémisphère nord, mais aussi les ondes de Poincaré et les ondes de Rossby. Proche de la côte, la propagation de ces ondes est très souvent perturbée par les irrégularités bathymétriques et leur amplitude augmente: la théorie linéaire, satisfaisante pour l'océan du large, n'est donc plus valable (Trowbridge et al., 1998).

Outre la génération d'ondes, communément rencontrées dans l'océan côtier, le forçage en pression et en vent peut également être à l'origine de phénomènes isolés et extrêmes tel que l'onde de tempête. Cette onde de gravité solitaire, très rapide, est créée par le vent et les basses pressions sous la zone de la tempête, et provoque une montée excessive des eaux sur la côte.

La zone côtière abrite donc de nombreux phénomènes liés aux forçages en vent et en pression et à l'origine de variations à haute fréquence du niveau de la mer. Or cette dynamique est sous-échantillonnée par la mesure altimétrique et les signaux associés se retrouvent aliasés dans le signal altimétrique. Pour filtrer ces signaux aliasés dans les données, il est nécessaire d'utiliser des modèles à très haute résolution aux abords et sur les plateaux continentaux. L'effort qui a été fait dans ce sens s'est traduit par l'utilisation de modèles barotropes (Stammer et al., 2000; Hirose et al., 2001; Carrère et Lyard, 2003), qui permettent de calculer une correction haute fréquence dynamique pour « dé-aliaser » les données altimétriques. Ce type de modélisation a été utilisé pour l'élaboration de produits « côtiers » : le modèle MOG2D (**M**odèle aux **O**ndes de **G**ravité à **2** **D**imensions) à haute résolution globale (d'après Lynch and Gray, 1980; adapté par F. Lyard, com. pers.) pour les produits DUACS¹ ou encore le

¹ Duacs est le système de traitement multimissions des données altimétriques de Ssalto (Segment Sol multimissions d'ALTimétrie, d'Orbitographie et de localisation précise). En temps quasi-réel, il dessert les principaux centres d'océanographie opérationnelle et de prévision du climat en Europe et dans le monde

modèle T-UGOm 2D (**T**oulouse **U**nstructured **G**rid **O**cean **m**odel **2D**, hérité de MOG2D) pour les produits XTRACK. Ces modèles barotropes à éléments finis sont forcés en vent et en pression et sont capables de reproduire avec une résolution spatiale adaptée au côtier la dynamique des ondes de Kelvin barotropes. Néanmoins, la résolution spatiale et temporelle des forçages atmosphériques utilisés pour forcer ces modèles est certainement critique. Actuellement, la solution adoptée sont les champs ECMWF, échantillonnés tous les 3h et à $1/8^\circ$ de résolution.

III.7 Complications pour la correction du biais d'état de mer

A proximité de la côte, la détermination du BEM (biais électromagnétique) est plus délicate du fait d'une variabilité de la surface océanique plus importante. En effet, au-dessus des plateaux continentaux, les caractéristiques des houles, qui dépendent des régimes de vents locaux et de la topographie des fonds marins (la vitesse de propagation de la houle diminue lorsque la profondeur diminue), sont profondément modifiées sur des échelles spatiales relativement courtes. Ce phénomène n'est pas sans incidence sur la détermination de la distance altimétrique et des corrections de biais d'état de mer. En effet, comme cela a été spécifié précédemment, l'amplitude, la cambrure et la longueur des vagues influencent significativement la forme de l'écho retour altimétrique générant le biais électromagnétique. Les algorithmes de BEM développés pour le hauturier ne représentent pas toujours correctement ces phénomènes physiques particuliers. On a alors recours à des modèles numériques de vagues adaptés aux zones côtières. Nous pouvons donner l'exemple du modèle SWAN (Ris, 1997), mais ce dernier est utilisé pour l'instant sur des zones particulières et non pas de façon opérationnelle, sur l'ensemble des régions côtières. Par ailleurs, du fait des spécificités géographiques (côtes abritées, partiellement abritées ou exposées aux vagues provenant du large) et bathymétriques importantes du domaine côtier, on s'attend intuitivement à ce qu'une approche globale de correction ne soit pas adaptée. La détermination d'une climatologie océano-météo en zone côtière serait très utile pour déterminer les approches à suivre pour calculer des corrections de BEM adaptées. Ainsi, l'amélioration de la correction de BEM à l'échelle régionale et côtière présente une marge de progression significative.

IV. Présentation de la chaîne XTRACK du CTOH-LEGOS, dont est issu le jeu de données utilisé pour cette étude

IV.1 Objectifs

Pour répondre à la problématique scientifique de l'étude de la circulation côtière, nombre d'études se sont appliquées à améliorer la qualité des données altimétriques près des côtes. Les deux enjeux majeurs pour l'altimétrie en zone côtière consistent à augmenter la couverture des mesures et à gérer les perturbations liées à la proximité des côtes lors de l'estimation de la mesure altimétrique et des corrections associées. Pour cela, il faut améliorer les méthodes de calcul de cette distance altimétrique et

de ses corrections (« pré-traitement ») tout en adaptant les méthodologies d'utilisation de ces mesures (« post-traitement ») en côtier et sur les eaux continentales. Ceci a été l'une des démarches adoptée par le CTOH au LEGOS avec pour objectif de pallier les difficultés que rencontrent les données altimétriques classiques actuelles dans la bande côtière.

IV.2 Principales caractéristiques des traitements effectués sur la mesure altimétrique

Afin d'améliorer la qualité et la disponibilité des données altimétriques près des côtes, F. Lyard et l'équipe du CTOH-LEGOS ont mis au point une chaîne de post-traitement altimétrique expérimentale (XTRACK, Lyard, 2008 ; Roblou et al, 2011) dans le cadre du projet ALBICOCCA (**AL**timetry **B**ased **I**nvestigation for **CO**astal **C**irculation and **CA**libration, regroupant des chercheurs et des ingénieurs du LEGOS, du CNES, de l'observatoire de Grasse et du Centre de la Recherche Nationale italienne (CNR, Pisa)) permettant l'exploitation scientifique et/ou opérationnelle des produits destinés à l'étude des régions marginales de l'océan. Cet outil est basé sur:

- Le recours (lorsqu'ils existent) à des modèles régionaux pour les corrections géophysiques (correction de la marée, correction de la haute fréquence barotrope). Dans notre cas, c'est le modèle global FES2004 qui est utilisé car la mise en place du modèle régional n'était pas encore achevée.
- L'utilisation de nouveaux algorithmes de correction de la mesure pour éliminer ou réduire les effets dus à la présence du continent sur la mesure et les corrections, avec notamment, une procédure de sélection, de reconstruction et de lissage de corrections. Elle consiste à définir un « critère d'editing » (i.e. l'ensemble de valeurs min et/ou max qui garantissent l'élimination de la plupart des mesures aberrantes) plus restrictif que le critère standard (AVISO, 1996). Dans un second temps, une procédure statistique de contrôle qualité permet l'élimination de données aberrantes résiduelles. En parallèle, une méthode de reconstruction/lissage de corrections défaillantes par polynômes de Bézier a été mise en place. Cette approche permet de récupérer un nombre significatif de mesures altimétriques proches des côtes. De ce fait, le jeu de données inclut plus de points proches des côtes que les produits standards d'AVISO. Ceci est illustré sur les figures II.10 et II.12 qui comparent le nombre de cycles valides pour les missions TOPEX/Poséidon et Jason-1 des produits standards AVISO et des produits XTRACK. La figure II.13 montre que les données XTRACK près des côtes ont une variabilité comparable aux données de l'océan ouvert, ce qui suppose qu'il n'y a pas de dégradation significative ou systématique de la qualité de la SLA à la côte. Après le début de notre étude, un nouveau jeu de données AVISO a été distribué en 2010, avec un traitement différent dans la zone côtière qui permet de récupérer plus de données que les produits AVISO précédents mais pas autant que les produits XTRACK (Fig. II.11).

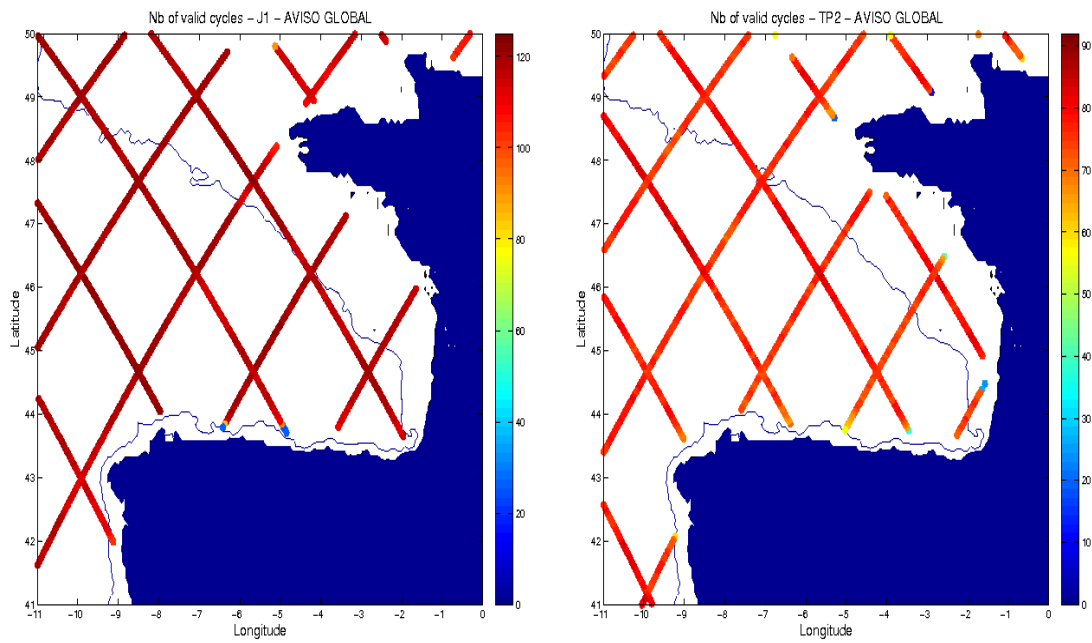


Fig. II.10 - Nombre de cycles « valides » pour le jeu de données AVISO sur la période Oct. 2002 - Janv. 2006 pour Jason-1 (à gauche) et TOPEX/Poséidon (à droite) (F. Birol, com. pers.).

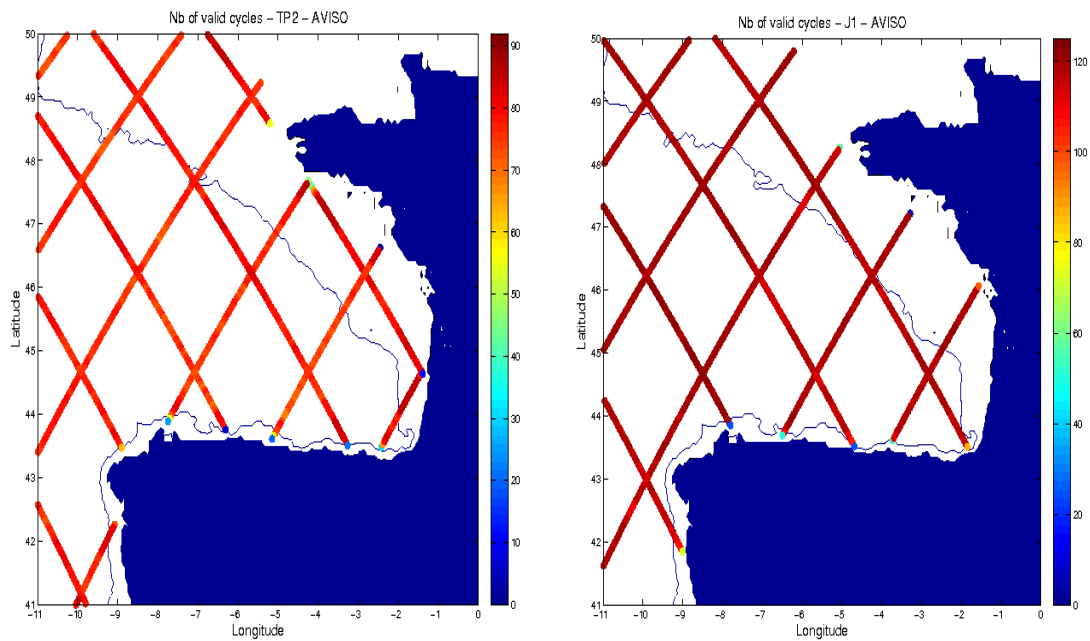


Fig. II.11- Nombre de cycles « valides » pour le nouveau jeu de données d'AVISO sur la période Oct. 2002 - Jan. 2006 pour Jason-1 (à gauche) et TOPEX/Poséidon à droite (F. Birol, com. pers.).

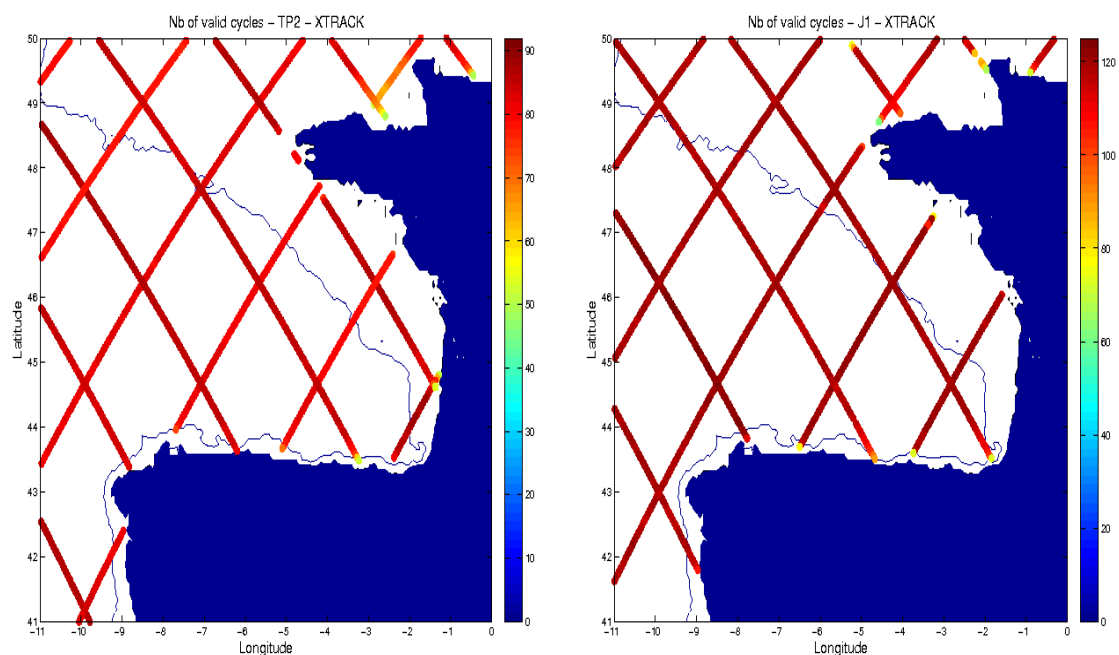


Fig. II.12 - Nombre de cycles « valides » pour le jeu de données XTRACK sur la même période que la Fig. II.10 (Oct. 2002 – Jan. 2006) pour Jason-1 à gauche et TOPEX/Poséidon à droite (F. Birol, com. pers.).

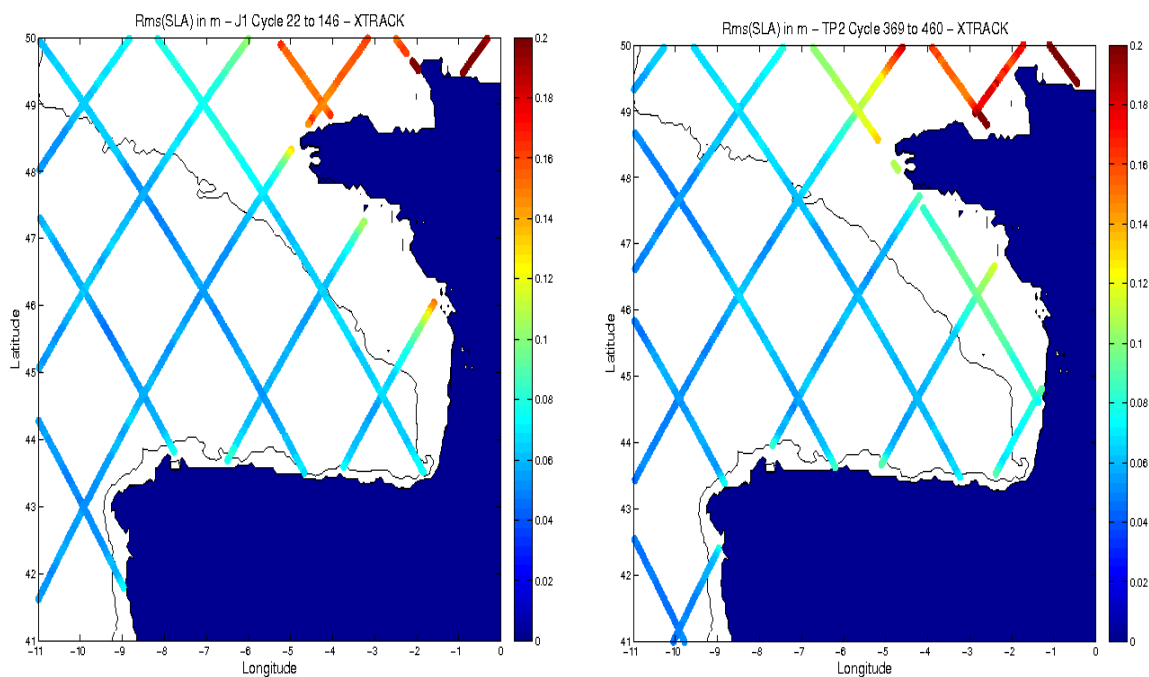


Fig. II.13 - RMS de la SLA (en mètres) sur la période Oct. 2002 – Jan. 2006) pour Jason-1 (gauche) and TOPEX/Poséidon (droite) pour le jeu de données XTRACK (F. Birol, com. pers.).

- L'utilisation de nouveaux algorithmes de retraitement de l'écho radar altimétrique.
- Reconstruction de la surface moyenne altimétrique et prise en compte de sa variabilité across-track (permettant en particulier de produire des séries temporelles de qualité). Dans notre cas, la Mean Sea Surface (MSS) est calculée, en retranchant la moyenne sur la période.

L'apport par rapport aux traitements standards est:

- Une diminution du taux de mesures erronées ;
- Une augmentation de la couverture en zone côtière ;
- La possibilité d'exploiter des mesures haute résolution le long de la trace (jusqu'à ~ 3 Hz soit 2 km).

Lorsque nous avons débuté notre étude, cette solution était encore à l'état très exploratoire, nous avons donc utilisé des données à 6 km de résolution.

En vue de tester et valider ces nouveaux jeux de données, des régions 'expérimentales' ont été choisies selon les moyens d'études dont les régions disposaient (mesures in situ et modèle) (par exemple, la Méditerranée Occidentale dans le cadre du projet ALBICOCCA², [Roblou et al, 2007](#)). Ainsi, les améliorations apportées par les traitements XTRACK ont été quantifiées à travers différentes études pour différentes régions géographiques ([Bouffard, 2007](#); [Bouffard et al., 2008, 2011](#) ; [Cancet et al., 2008](#) ; [Durand et al., 2008, 2009](#), [Birol et al., 2010](#)). A titre d'exemple, XTRACK s'est avéré être adapté pour l'observation de la variabilité du « West Corsica Current » présent en méditerranée nord-occidentale ([Vignudelli et al., 2005](#)) dont la distance offshore est comparable à celle du courant de Navidad (30 à 50 km).

IV.3 Le jeu de données utilisé dans cette étude

Dans le cadre de cette thèse, les données altimétriques utilisées sont extraites d'un jeu de données issu de la chaîne de post-traitement XTRACK, implémentée dans l'océan Atlantique Nord Est, et distribué dans le cadre du projet ECOOP³ (*European Coastal sea Operational observing and Forecasting system*) par le CTOH ([F. Birol, com. pers., 2008](#)). Plus particulièrement, notre étude est basée sur les mesures altimétriques des missions TOPEX/Poséidon et Jason-1. Le tableau 3 résume les principales caractéristiques de ces deux missions. Nous n'avons pas utilisé les données des satellites ENVISAT et ERS car ils ne fournissent qu'une donnée tous les 35 jours ce qui nous est apparu peu adapté pour notre étude qui s'intéresse à la variabilité haute fréquence (soit de l'ordre de la journée à une dizaine de jours) du courant de pente.

² ALBICOCCA : ALtimeter-Based Investigations In COrsica, Capraia and Contiguous Area) Projet au cours duquel des relevés marégraphiques et altimétriques sont comparés à des fins de calibration et d'observation de la circulation côtière.

³ ECOOP Report for WP3.1: Optimal synergy between altimetry and tide gauge data, Regional along-track SLA production at LEGOS, 2008).

MISSION	T/P et Jason-1
Date de lancement	Respectivement 10 août 1992 et 7 décembre 2001
Objectif	Suivi de la surface des océans
Altitude	1336 km
Inclinaison de l'orbite	66.6°
Distance inter-traces à l'Equateur	315 km
Répétitivité	9.9156 jours
Algorithme de tracking	Algorithme de suivi de bord
Fréquence des mesures	1 Hz (~ 6 km)
Distance entre deux mesures	580 m
No. de traces	254
Hauteur de référence	Référence T/P (~706 mm au-dessous du WGS84, pas de biais instrumental significatif)
Période de données utilisée dans cette étude	12/2003 – 10/2004

Tab. 3 - Caractéristiques des missions T/P et Jason-1.

Chapitre 2

Article publié au JMS :

Signature of the coastal circulation variability in altimetric data in the Southern Bay of Biscay during winter and fall 2004.

I. Présentation de l'étude

I.1 Outils utilisés

TYPES DE DONNEE	PROVENANCE	NATURE DE LA DONNEE
DONNEES IN SITU	Bouées Puertos del Estado	SST tous les 5 km
	CMS	
	(Centre de Météorologie Spatiale)	SST grillées
DONNEES SST	AVHRR/MODIS	Courant, température, salinité de surface et vent (3 m).
SATELLITES	Jason-1 et TOPEX/Poséidon	Sea Level Anomalies
	SYMPHONIE	Champs 3D de la température, salinité, courant + données de vent du modèle ALADIN (Météo-France).
MODELE	(config. BISCAY_G0)	

Tab.4 - Bref descriptif des outils utilisés pour cette étude.

I.2 L' IPC

Comme nous l'avons évoqué en section III.1.3.a de la partie I, l'IPC (*Iberian Poleward Current*) est un courant de pente qui se développe vers le nord le long de la côte portugaise puis vers l'est le long de la côte nord espagnole (Haynes et Barton, 1990 ; Frouin et al, 1990). Ce courant a un rôle important dans le transport des eaux chaudes le long du talus européen notamment lors d'évènements dits de « Navidad » qui se produisent en hiver. Des études ont également démontré son impact sur l'activité biologique (Sordo et al, 2001) et sur le climat de l'Atlantique Nord Est, qu'il tendrait à adoucir (voir la discussion dans Le Cann et Serpette, 2009), ainsi que sur le transport de polluant, comme il en a été question lors du naufrage du pétrolier « Prestige » en novembre 2002 (Garcia Soto, 2004). De plus, l'IPC est souvent déstabilisé par les reliefs sous-marins accidentés (caps et canyons) du Golfe de Gascogne. Il forme alors des méandres et engendre des tourbillons de type anticyclonique qui jouent un rôle important sur les échanges de masses d'eaux entre plateau continental et océan plus profond. Pour l'ensemble de ces raisons, l'IPC constitue l'un des processus majeurs caractéristiques de la circulation hivernale du Golfe de Gascogne. Améliorer nos connaissances sur les caractéristiques de ce courant côtier semble donc d'une grande importance.

Du fait de sa signature en SST lors d'évènements Navidad en automne et en hiver, il a été principalement décrit et étudié à partir d'observations satellite IR (Pingree et Le Cann, 1992). Certains auteurs se sont également basés sur des données de campagnes en mer, des bouées dérivantes et des bouées fixes (parmi d'autres : Frouin et al, 1990 ; Pingree et le Cann, 1990 ; Torres et Barton, 2006, Le Cann et Serpette, 2009). Toutefois, comme cela est remarqué par Le Cann et Serpette (2009), du fait de leur importante variabilité (échelles de l'intrasaisonnier à l'interannuel), les évènements Navidad sont difficiles à observer avec des mesures in situ. De même pour les observations satellites de SST, qui sont peu nombreuses du fait de la contamination des données par les nuages et qui ne permettent pas une observation fiable et continue des évènements Navidad.

La mesure altimétrique est donc apparue comme un support potentiellement intéressant pour le suivi et l'observation de l'IPC. Un jeu de donnée expérimental issu de XTRACK a été récemment utilisé par Le Hénaff et al. (2010) afin d'identifier et de caractériser la signature des évènements Navidad et leur variabilité pour des échelles de temps interannuelles. Leur étude s'est basée sur des données altimétriques de 1992 à 2002 le long de la trace 137 de TOPEX/Poséidon, qui intercepte la côte nord espagnole vers 6.5°W. Les auteurs ont ainsi défini des indices à partir des anomalies des vitesses géostrophiques 'across-track' et des images satellites de SST, qui étaient globalement en bon accord avec les principaux évènements Navidad décrits dans la littérature. Notre travail est complémentaire du travail de Le Hénaff et al. (2010) dans le sens où: 1/ nous étendons l'analyse à un jeu de données XTRACK 'standard', de plus basse résolution ; 2/ nous utilisons l'ensemble des traces Jason-1 et TOPEX /Poséidon disponibles sur la région ; 3/ nous nous intéressons à la variabilité de l'IPC durant l'hiver 2004.

II. Article publié au Journal of Marine Systems

Herbert, G., Ayoub, N., Marsaleix, P., Lyard, F., 2011: *Signature of the coastal circulation variability in altimetric data in the southern Bay of Biscay during winter and fall 2004.*

Résumé

Lors du chapitre précédent nous avons mis en évidence la nécessité de traitements et de corrections adaptés à appliquer aux mesures altimétriques dédiées à l'étude de la dynamique océanique en zone côtière et les efforts réalisés dans ce sens par la communauté scientifique, avec notamment la mise en place au CTOH-LEGOS de la chaîne de post-traitement XTRACK.

L'article qui suit a pour objectif :

- 1/ De documenter la variabilité du courant de pente (l'IPC, Iberian Poleward Current, cf section III.1.3a de la partie I) le long de la côte nord espagnole durant l'hiver 2004 à partir d'observations de SST, de données in situ de courant de surface et d'un modèle numérique.
- 2/ D'évaluer la capacité d'un jeu de données altimétrique côtier issu de la chaîne XTRACK, à détecter et caractériser cette variabilité intra-saisonnière durant l'hiver 2004.

Dans un premier temps, nous analysons la circulation de surface dans le sud du Golfe de Gascogne durant l'hiver et l'automne 2004 à partir des données altimétriques le long des traces TOPEX/Poséidon et Jason-1, de données de bouées, d'observations satellite de la température de surface de la mer et d'une simulation régionale du code SYMPHONIE (BAOBIS_G0). Les données le long des traces sont analysées trace par trace et cycle par cycle. Les résultats montrent des pulses de quelques jours d'un courant chaud de surface dirigé vers le pôle limité à la partie la plus à l'ouest de la côte nord espagnole (à l'ouest de $\sim 5^\circ\text{W}$) et qui coïncident la plupart du temps avec des épisodes de vent de sud ouest. Même si le terme d'« événement Navidad » ne peut être appliqué à l'hiver 2004, on s'autorise à parler d'« événements IPC ». L'objectif est de déterminer si les données altimétriques sont capables de détecter ces occurrences haute fréquence de l'IPC. Dans ce but, nous nous sommes concentrés sur trois principaux événements: en Janvier, Février et Octobre 2004. Les résultats montrent que les données altimétriques s'avèrent capables de détecter les principaux pulses tout en fournissant des informations sur leur variabilité spatiale. Cependant, les données in situ disponibles ne sont pas assez nombreuses pour valider cette information. Le bénéfice de l'utilisation de l'altimétrie a également été illustré à travers l'étude de l'évènement d'Octobre, caractérisé par une absence de signature en SST. Dans cet exemple, nous avons montré que la donnée altimétrique nous permet d'identifier un courant de pente caractérisé par des anomalies chaudes en subsurface ce qui peut être considéré comme une intrusion de l'IPC dans le Golfe de Gascogne.

Par ailleurs, on relève des inconsistances locales entre des traces voisines que l'on relie à des incertitudes sur les corrections altimétriques. Concernant notre simulation numérique, les champs simulés sont en

bon accord avec les observations in situ. Ils nous permettent de mieux comprendre les propriétés de subsurface de l'IPC et sa signature dans les données altimétriques.

Au vu des résultats qui montrent sa capacité à détecter les principaux pulses de l'IPC que la signature en SST soit marquée ou non, l'altimétrie apparaît donc comme un composant essentiel pour l'observation du système IPC en complément des données satellites de SST et des données de bouées.

Une autre partie de l'étude traite de l'impact du forçage en vent local par rapport à l'influence de la circulation générale. Notre étude suggère l'influence significative des conditions en vent à la côte nord espagnole qui peuvent soit renforcer soit affaiblir la veine de courant de surface associée à l'IPC.



Signature of the coastal circulation variability in altimetric data in the southern Bay of Biscay during winter and fall 2004

G. Herbert^{a,c}, N. Ayoub^{a,c}, P. Marsaleix^{b,c}, F. Lyard^{a,c}

^a CNRS, LEGOS, 14 Av. Édouard Belin, F-31400 Toulouse, France

^b CNRS, LA, 14 Av. Édouard Belin, F-31400 Toulouse, France

^c Université de Toulouse, UPS (OMP), LEGOS, F-31400 Toulouse, France

article info

Article history:

Received 15 September 2010

Received in revised form 4 March 2011

Accepted 7 March 2011

Available online 16 March 2011

Keywords:

Coastal ocean circulation

TOPEX/Poseidon and Jason-1 altimetry

Symphonie numerical model

Iberian Poleward Current

Bay of Biscay

abstract

The upper circulation in the southern Bay of Biscay is analysed over winter and fall 2004 using a coastal altimetric dataset, moorings, sea surface temperature (SST) observations and a regional simulation from the SYMPHONIE model. The aim is to determine whether altimetric data can detect occurrences of a slope current (the Iberian Poleward Current, IPC). We first analyse in situ and SST data. The results show pulses of a warm surface poleward flow (IPC) limited to the westernmost part of the northern Spanish coast. Along-track TOPEX/Poseidon and Jason-1 data are analysed over three 'events' (Jan., Feb., and Oct. 2004). Altimetric data can depict the main pulses. They provide some information on their spatial variability but the present in situ dataset is not dense enough to assess this information. Local inconsistencies between neighbouring tracks may be related to uncertainties in altimetric corrections. The simulated fields are consistent with the in situ observations. They allow us to better understand the IPC subsurface properties and its signature in altimetric data. The ability of altimetry to monitor IPC pulses under any atmospheric conditions or when the SST signature is weak makes it an essential component for the IPC observing system in addition to satellite SST and moorings data.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The circulation in the southern part of the Bay of Biscay (North-East Atlantic) results from the complex combination of currents over the shelf and slope, characterised by a strong baroclinicity over the slope, mesoscale eddies further offshore, local upwellings and internal tide generation in the west (Pingree and Le Cann, 1989, 1990, 1992; Van Haken, 2002; Pichon and Corréard, 2006). It also shows a large seasonal and interannual variability due to the development of the Iberian Poleward Current (IPC) in late fall and winter along the western Iberian coast (Haynes and Barton, 1990; Frouin et al., 1990). From in situ and satellite infrared measurements, Frouin et al. (1990) describe a poleward flow of warm and salty waters over the upper slope and outer continental shelf west of Iberia during the winter of 1983–1984. This current, 25–40 km wide, is characterised by velocities ranging from 0.2 to 0.3 m/s and waters typically $\sim 0.5^\circ$ to 1.5° C warmer than the surrounding ones. Frouin et al. (1990) describe it as a quasi-geostrophic 200 m deep flow, but, as reported by Coelho et al. (1999), other authors suggest that the IPC system extends deeper. In this paper, we will refer to IPC as the surface component of this eastern current system. Similar poleward flows have been described in other eastern boundary regions, such as the Leeuwin

current off the west coast of Australia or in the Californian Current System. In some winters, the IPC has been observed to progress eastward along the northern Spanish coast, with typical speeds of 0.10 to 0.2 m/s, advecting warm water masses, that results in sea surface temperature (SST) differences between the shelf and the open ocean of $0.5\text{--}1^\circ$ C (García-Soto et al., 2002; Le Cann and Serpette, 2009). The IPC incursion into the Bay of Biscay has been referred to as 'Navidad event' by Pingree and Le Cann (1992) as it usually occurs in early winter.

Several driving mechanisms can contribute to the establishment of the IPC (see Coelho et al., 1999, for a clear summary). Thermohaline forcing is thought of as the primary driving mechanism: the large-scale meridional density gradient in the north-east Atlantic leads to a weak eastward flow towards the eastern boundary that in turn forces a coastal downwelling and by geostrophic adjustment a poleward alongshore flow (e.g. Peliz et al., 2003). The bathymetry is shown to partially constrain the flow over the upper slope via JEBAR (Joint Effect of Baroclinicity and Relief) (Huthnance, 1984). Pingree and Le Cann (1990) show that the eastern slope boundary current can be driven by realistic distributions of seawater density and partially wind driven, consistently with a prevailing wind from west-southwest in fall-winter. The latter drives water accumulation at the Portuguese coast due to the Ekman effect that in turn generates a northward current. Another possible forcing is the positive wind stress curl west of Iberia and the associated poleward Sverdrup transport (Haynes and Barton, 1990; Le Cann and Serpette, 2009). The mechanisms of generation of the IPC are not necessarily the same as those responsible for its propagation along the

* Corresponding author. Tel.: +33 5 61333046; fax: +33 5 61253205. E-mail addresses: gaelle.herbert@legos.obs-mip.fr (G. Herbert), nadia.ayoub@legos.obs-mip.fr (N. Ayoub), patrick.marsaleix@aero.obs-mip.fr (P. Marsaleix), florent.lyard@legos.obs-mip.fr (F. Lyard).

northern Spanish coast. Local wind stress there is expected to favour Navidad events when directed towards the east (e.g. [Le Cann and Serpette, 2009](#)). In summary, the complexity of the existing processes that account for the IPC is such that the specific role of each forcing and the way they interact are not yet well understood. Moreover, the influence of the atmospheric time scales of variability has been little investigated (see [Otero and Ruiz-Villarreal, 2008](#); [Otero et al., 2008](#), for studies in the northwest Iberia area). [Torres and Barton \(2006\)](#) note that the northward winds west of Iberia are highly variable and may impact the IPC variability at short-time scales.

Because of their conspicuous SST signature and their potential impact on the local biological activity and on the North East Atlantic Ocean climate (see discussion in [Le Cann and Serpette, 2009](#)), Navidad events have received a lot of attention in the last decade. Thermal infrared satellite imagery has been widely used to study their occurrences. [Garcia-Soto et al. \(2002\)](#) have shown that the Navidad events' large interannual variability is related to the North Atlantic Oscillation index. Data from cruises, floats and moorings have also been used (among others: [Frouin et al., 1990](#); [Pingree and Le Cann, 1990](#); [Torres and Barton, 2006](#); [Le Cann and Serpette, 2009](#)) but as noted by [Le Cann and Serpette \(2009\)](#), because of their large temporal variability from interannual to intraseasonal scales, Navidad events are difficult to observe with in situ measurements.

[Caballero et al. \(2008\)](#) analyse satellite altimetric data in the whole Bay of Biscay at seasonal and interannual time scales. Their data consist of 10-day maps built from a standard optimal interpolation scheme. As the IPC is described to be in geostrophic equilibrium, it is expected to have a signature in sea level. But, the depiction of a coastal current is not possible from present interpolated products and requires an along-track analysis. 'Standard' data processing (e.g. [AVISO, 1996](#)) is not appropriate to recover data points so close to the continent. The main two difficulties when dealing with coastal altimetry stem from the land signal contamination when the satellite flies from the continent to the ocean and from the corrections to atmospheric effects on the radar signal propagation. In particular, the wet tropospheric correction is derived from the onboard radiometer measurements that are strongly disturbed by the presence of land. A processing tool, X-TRACK, dedicated to altimetric data in the coastal domain, has been recently developed at CTOH (Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère, LEGOS, Toulouse). An experimental XTRACK dataset has been recently used by [Le Hénaff et al. \(2010\)](#) to study a 10-year time series of altimetric data along the TOPEX/Poseidon track #137 intercepting the northern Spanish coast close to 6.5°W over the period 1992–2002. Their objectives were to identify and characterise the signature of Navidad events and of their variability at interannual time scales on this single track. The authors define indices from the across-track geostrophic velocity anomalies and from satellite SST images. They show that both indices agree well on the depiction of the four main Navidad events of the period 1992–1999; the agreement degrades for the following years for reasons that are not well understood. Our work is complementary to [Le Hénaff et al.'s \(2010\)](#) study in the sense that we extend the analysis to a larger set of tracks while we shorten the period of interest and focus on high-frequency variability ((O) few days) over the winter of 2004.

Our objectives are twofold. First, we aim to document the variability of the slope current along the northwestern Iberian coast from in situ data and from a numerical simulation in the winter of 2004; our goal is then to determine whether altimetric data are able to depict the occurrences of an eastward geostrophic anomaly signal associated with the Iberian Poleward Current. Secondly, we explore whether altimetry signals could provide additional information with respect to observations such as SST. [Le Cann and Serpette \(2009\)](#) report that 2004 is a year with no Navidad; their index is based on monthly 1°×1° interpolated SST data and allows for the depiction of strong Navidad events such as the winter of 2006. However, events with a weaker extent or amplitude or characterised by a shorter time scale variability may not be captured with such a criteria

([Garcia-Soto et al., 2002](#); [Torres and Barton, 2006](#)). The high-frequency variability of the IPC is not very well known and we believe that situations with pulses over a few days, coherent with the variability of atmospheric forcing, could occur without appearing in the generally used SST datasets. We therefore aim to investigate whether such situations could be revealed by altimetry.

The remainder of this paper is organised as follows: SST, buoys, altimetric data and the model used for this study are described in [Section 2](#). In [Section 3](#), we analyse the warm anomalies and episodes of surface eastward flow depicted in buoys and satellite SST observations and check the consistency of the simulated signals with these observations. This leads us to a general overview of the circulation in the winter of 2004. In [Section 4](#) we analyse the signature of the circulation in the altimetric data and we discuss the complementary information provided by altimetry with respect to in situ and SST data. Conclusions are given in [Section 5](#).

2. Data and model description

2.1. Buoy data

The deep sea network of Puertos del Estado (<http://www.puertos.es/index.html>) is based on 6 Seawatch buoy stations along the Spanish coast ([Alvarez-Fanjul et al., 2003](#)). In this study, we use the four buoys located on the westernmost part of the coast ([Fig. 1](#)): Cabo de Peñas (43°44'N, 6°10'W, mooring depth: 450 m), Estaca de Bares (44°3.6'N, 7°37.2'W, mooring depth: 382 m), Villano Sisargas (43°29.4'N, 9°12.6'W, mooring depth: 386 m) and Cabo Silleiro (42°7.2'N, 9°24.0'W, mooring depth: 323 m). Hereafter, the buoys will be referred to as Peñas, Bares, Villano and Silleiro, respectively. We use the surface temperature and current (direction and velocity), measured at 3 m below the surface and the surface wind (direction and velocity) measured at 3 m above the ocean. A Loess filter with a window of 48 h is applied on the hourly current data to remove tidal and inertial currents. The data are then averaged over 24 h to be compared with the daily model outputs. No subsurface measurements were available in the area during the period of study.

2.2. Sea surface temperature data

We have retrieved daily SST fields from AVHRR Pathfinder and MODIS from the JPL-PODAAC web site (<http://podaac.jpl.nasa.gov>). Unfortunately, because of frequent cloudy conditions, the number of available images over the autumn-winter period is very limited (only ten usable images in the winter of 2003–2004). We also analyse daily gridded SST fields from the Centre Météorologique Spatial of Météo-France, hereafter referred to as the 'CMS dataset'. An optimal interpolation method is used to combine SST data from buoys and from satellite infra-red observations, with the previous analysis used as first-guess field. Satellite data are obtained from the EUMETSAT Ocean & Sea Ice Satellite Application Facility GOES-East and MSG products as well as from the US-Navy NOAA-16 and 17 global products ([AVELMOR, Final report, 2002](#)). The CMS fields are provided on a 0.1 × 0.1° grid, over the Atlantic Ocean. They offer an interesting alternative as the missing data are filled using optimal interpolation and additional measurements are taken into account. However one must keep in mind that the number of cloud free images remains very low, so the SST time variability is under-estimated and the spatial distribution can be locally too smoothed.

2.3. Altimetric data

Altimetric data from TOPEX/Poseidon (T/P) and Jason-1 (J1) have been extracted over the period Oct. 2002–Oct. 2005. This choice has been made for two reasons: firstly, this period corresponds to the tandem mission of T/P and J1. Both satellites are flying over the same region on the same day, T/P ground tracks falling mid-way between those of J1: such a

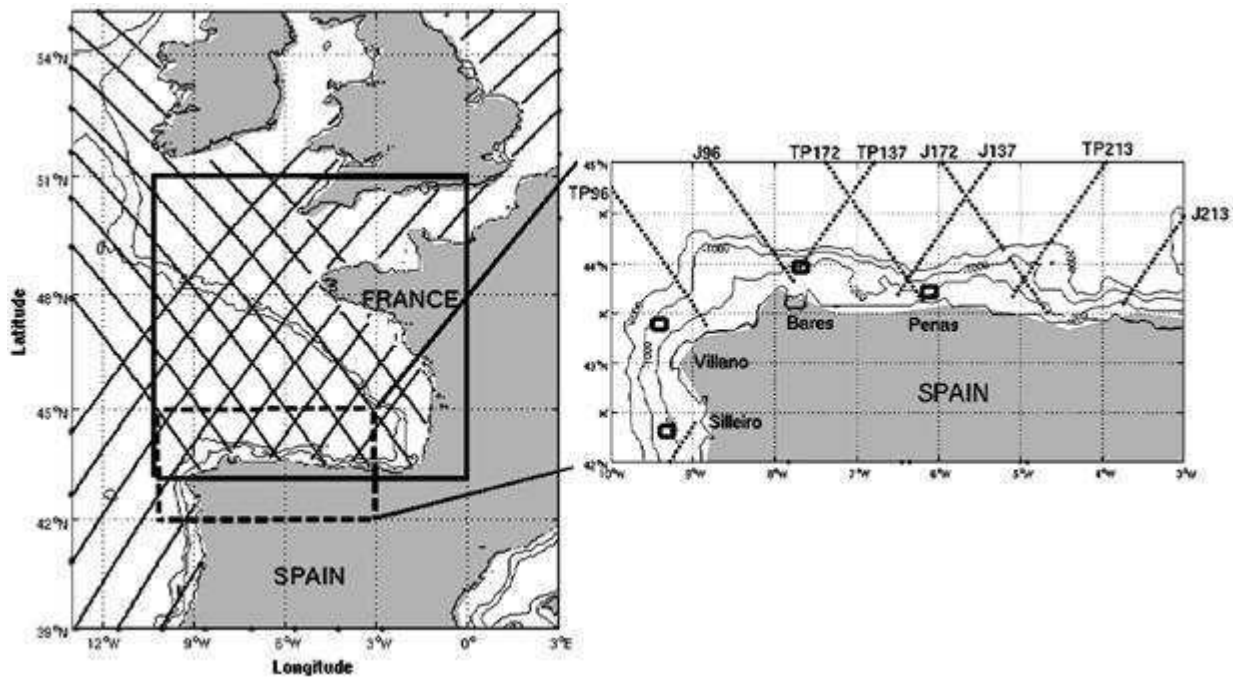


Fig. 1. Altimetric tracks of Jason-1 and TOPEX/Poseidon during the tandem mission in the Bay of Biscay. The black frame indicates the SYMPHONIE model domain. The zoom on the northern Iberian coast indicates the passes of the altimetric tracks used in the paper and location of the Puertos del Estado buoys analyzed in this paper (black squares). Contours in black indicate 200 m, 1000 m and 2000 m isobaths.

configuration doubles the resolution of the altimetric data. Secondly, a simulation has been made over the year 2004 and its main characteristics have been assessed with respect to available observations and other simulations. Fig. 1 shows the paths of the two satellites; their repetitivity cycle is about 9.9 days.

The data have been reprocessed from the GDR (Geophysical Data Record distributed by AVISO) data stream at a rate of 1 Hz (~6 km along-track spacing) using the X-TRACK processing tool (more information on <http://ctoh.legos.obs-mip.fr> and in Roblou et al., 2010). Usual geophysical corrections are applied (see Table 1). The instrumental background noise is filtered using a Loess filter with a 35 km cut-off length, which is a compromise between noise reduction and a limited smoothing of the sea level slope. X-TRACK proceeds with specific editing criteria both on the altimeter measurements and on the correction terms. The editing criteria first imposed on the corrections are more restrictive than the standard ones (AVISO, 1996) but in a second step, the missing corrective terms are interpolated from the valid ones available in the neighbourhood (Vignudelli et al., 2005). This approach allows the retrieval of a significant number of altimetric measurements that would be flagged otherwise. Therefore our dataset includes more data points close to the coast than the standard AVISO product. Continuous developments are in progress on the processing of coastal altimetric data, and on the use of higher resolution along-track data (e.g. Cipollini et al., 2010). Our objective here is not to explore up-to-date techniques in terms of data processing. Instead, we aim to characterise the potential benefit of a routine coastal altimetric XTRACK product, actually the dataset supplied through the ECOOP project (European COastal-shelf sea OPERational observing and forecasting system, www.ecoop.eu) for the study of a seasonal slope current. The benefit of such a dataset has been illustrated in a few recent papers: see for instance the study of a narrow coastal current (the Liguro-Provençal current) in the Mediterranean Sea by Birol et al. (2010).

In this paper, we analyse along-track Sea Level Anomalies (SLA) computed with respect to the mean over the year 2004. As the IPC in 2004

does not penetrate far towards the east, we focus on tracks west of 4°W. Since the tracks are almost perpendicular to the northern Iberian coast, a sea level elevation at the coast means an eastward geostrophic current whose direction is nearly zonal. We estimate the anomalies of the geostrophic velocity perpendicular to the track using a classical finite difference scheme with a 3-point central difference operator. In addition to the SLA filtering (as mentioned earlier), we apply a Loess filter with a 30 km cut-off length to reduce the noise in the slope computation.

2.4. Model set up

Our simulation is based on the 3D regional coastal model SYMPHONIE, developed at the Pôle Océan et Couplages (POC, Toulouse) (Marsaleix et al., 2008, 2009). It is a free surface, primitive equation model with vertical generalised sigma coordinates. We use it in its hydrostatic version. The resolution is about 3×3 km on a MERCATOR projection, with 43 vertical levels. The integration domain extends from 43.2°N to 50°N and from 10.5°W to 0.5°W (Fig. 1). The model is forced at its boundaries by daily fields of temperature, salinity and horizontal velocity from MERCATOR-Océan products and by tidal harmonic components from the FES2004 solution (Lyard et al., 2006). At the surface, the air-sea fluxes are computed from the CORE bulk formulae (Large and Yeager, 2004) and 3 hourly atmospheric variables from ALADIN/Météo-France: air-temperature at 2 m, wind velocity at 10 m, specific humidity at 2 m, radiative fluxes, and precipitations. The ALADIN field horizontal resolution is 0.1°. Vertical physics is represented using the 1.5 order closure scheme of Gaspar et al. (1990) that models the turbulent kinetic energy evolution with mixing scales controlled by stratification. The model is run from Dec. 15, 2003 to Dec. 31, 2004. Our analyses are based on daily averaged outputs. A simulation over 2004 in a nearly identical configuration has been studied within a project of model intercomparisons in the Bay of Biscay (Reffray et al., 2008). The same model configuration, but with slightly different open-boundary

Table 1
List of geophysical corrections applied to the T/P and J1 datasets.

Correction	T/P	J1
Ionosphere	Dual-frequency ionospheric correction + GCP correction (GDR correction product)	Altimeter ionospheric correction
Dry troposphere	Surface pressure from the ECMWF model	Surface pressure from the ECMWF model and model for S1 and S2 tides
Wet troposphere	Radiometer wet tropospheric correction + GCP correction of radiometer drift effects + GCP correction of yaw effects	Radiometer wet tropospheric correction on Ku-band
High frequency atmospheric forcing	For periods shorter than 20 days: corrections from the T-UGO global simulations Carrère and Lyard (2003) For periods greater than 20 days: inverted barometer corrections	For periods shorter than 20 days: corrections from the T-UGO global simulations Carrère and Lyard (2003) For periods greater than 20 days: inverted barometer corrections
Ocean tides	From FES2004 numerical model (Lyard et al., 2006)	From FES2004 numerical model (Lyard et al., 2006)
Solid tides	Solid earth tide height formula	Solid earth tide height formula
Loading effect	Load tide height for geocentric ocean tide FES1999	Load tide height for geocentric ocean tide FES1999
Pole tides	Geocentric polar tide height (Wahr, 1985)	Geocentric polar tide height (Wahr, 1985)
Sea state bias	Electromagnetic bias Ku-band correction (BM4) + GCP correction (Chambers et al., 2003) + GCP correction of non parametric electromagnetic bias (Gaspar et al., 1994)	Sea state bias correction on Ku-band

Note that the corrections for the ionosphere, wet troposphere and sea state bias effects are different for T/P and J1.

conditions, has also been used by Le Hénaff (2008). The tidal solution has been assessed by Pairaud et al. (2008). The reader is therefore referred to these previous studies for the model validation.

3. Overview of the circulation along the northern Iberian coast during the winter of 2004

3.1. From SST satellite observations and buoys data

On the available satellite SST images (see for instance Fig. 2a for Jan. 20, 2004), we observe ‘tongues’ of warm water (~ 13.5 – 14 °C), that originate from the western Iberian coast and progress eastwards along the northern Iberian coast with decreasing SST values. The warm tongues usually do not appear as continuous and homogeneous veins along the coast but rather display large spatial variations such as ‘patches’ along the coast. This can be the signature of interactions with the offshore circulation or with local processes linked to local forcing or small scale bathymetric features. We also observe large variations from one day to another. For a more detailed investigation into the dates of the warm tongue occurrences, we analyse CMS maps (see for example maps for Jan. 31 and Feb. 1, 2004 in Fig. 2b). They show ‘pulses’ of warm water intrusion that do not extend far along the Spanish coast (often limited to 7–8°W) with a short duration (a few days). Such pulses are observed around Dec. 15, Jan. 10, Jan. 17–25, and Feb. 1–5, with a west-east weakening of the SST signal.

This weakening along the coast is well visible in the time series of daily SST at the buoys presented in Fig. 3 (e.g.: ~ 0.5 °C from Villano to Peñas on Jan. 15). We note that the warming associated with the pulses is sporadic: instead of a temperature rise, it just tends to hide the seasonal cooling and is thus rather difficult to interpret. However, based on the previous analysis of AVHRR and CMS maps, we can identify some ‘warm’ events (grey fields in Fig. 3): mid December, end of December, early January, mid-January, early February and end of March.

From current measurements at buoys (Fig. 4), these periods of positive SST anomaly can be related to eastward current along the northern Iberian coast with amplitudes of 0.1 to 0.25 m/s. In agreement with SST maps, the signals appear more as pulses over a few days than as a continuous current over a few weeks. Moreover, the current shows a high spatial variability: at neighbouring buoys, its strength and its direction may vary significantly. For example, in mid December 2003 and January 2004, larger velocities are measured at Peñas than at Bares. Local forcing mechanisms, such as bathymetry or local atmospheric features, may

impact the current. But this may be as well an ‘observability issue’ due to the different locations of the buoys with respect to the slope geometry and bathymetry. The interpretation of the buoy current measurements is therefore limited by the large variability at small spatial scales (in both along-shore and cross-shore directions) that is suggested by SST images and by the differences between consecutive buoys.

The winds associated with this circulation (shown in Fig. 4) are primarily meridional at Silleiro and Villano, and zonal at Bares and Peñas. Large time variability is found with wind reversals over 2–3 day episodes. As expected, in general, northeastward winds at the western Iberian coast are associated with eastward flow along the northern coast. However, the spatial variations of the current’s intensity along the northern coast suggest the influence of local wind forcing (discussed in Section 3.3).

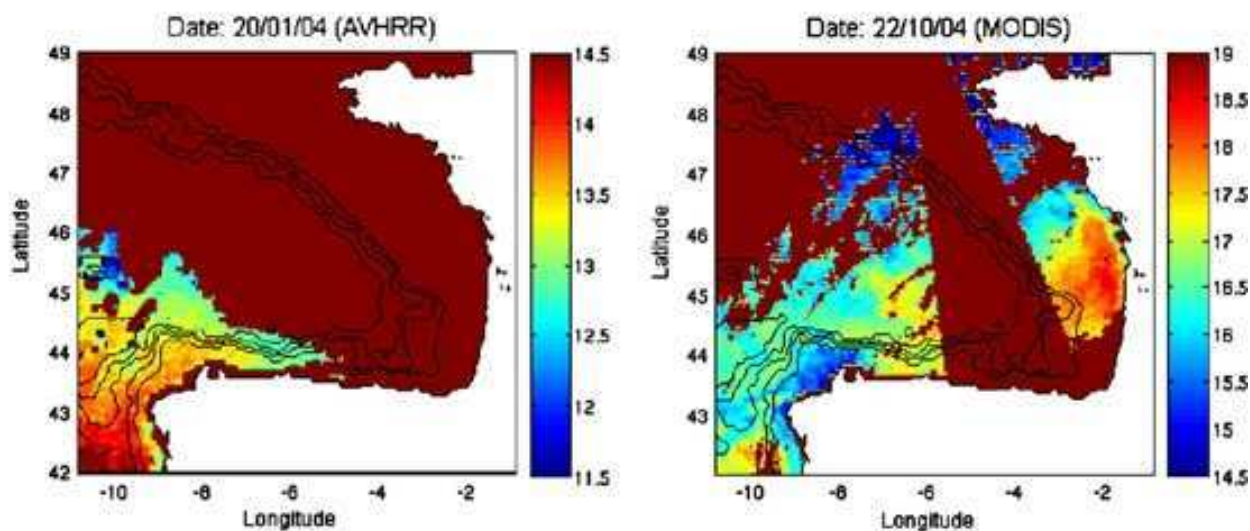
3.2. From the model

3.2.1. Assessment of the model’s ability to simulate the observed surface variability

Fig. 5 shows the model surface temperature and zonal current variations as a function of time and latitude at the closest point to the Bares buoy (7.62°W) over the period Jan–Mar 2004. Pulses of warm eastward flow can be identified with maximum velocities of 0.4 m/s associated with relatively high values of SST (13.1 to 13.3 °C) south of 44°N, over the shelf and upper slope. A succession of SST pulses is observed from Jan. 11 to Jan. 25, from Feb. 1 to Feb. 17 and from Mar. 18 to Mar. 24 2004. They are also observed near Peñas but with weaker SST signals (12.8 to 12.9 °C) with no obvious time lag between the pulses at the two locations (not shown).

In comparison with the CMS data, values are lower during the main pulses (-0.3 – -0.4 °C). In mid-March 2004 (Fig. 5), an SST maximum in the model develops at the coast whereas the CMS dataset indicates weak warm anomalies with respect to the January and February ones. In late February–early March, we notice a shift of the main vein of the eastward current with respect to the coast: a very narrow tongue of colder water (~ 12.4 °C) develops along the coast while warmer water masses (~ 12.6 – 12.7 °C) are still observed at 44°N. It seems to be related to the change of winds’ direction from eastward to westward (see Fig. 4 for wind measurement from buoys). In the CMS data, there is no clear detection of this thin tongue of cold water and the SST data at the buoys do not allow us to evaluate further the realism of this cold tongue in the model.

a. Infrared SST images



b. Interpolated SST data (CMS dataset)

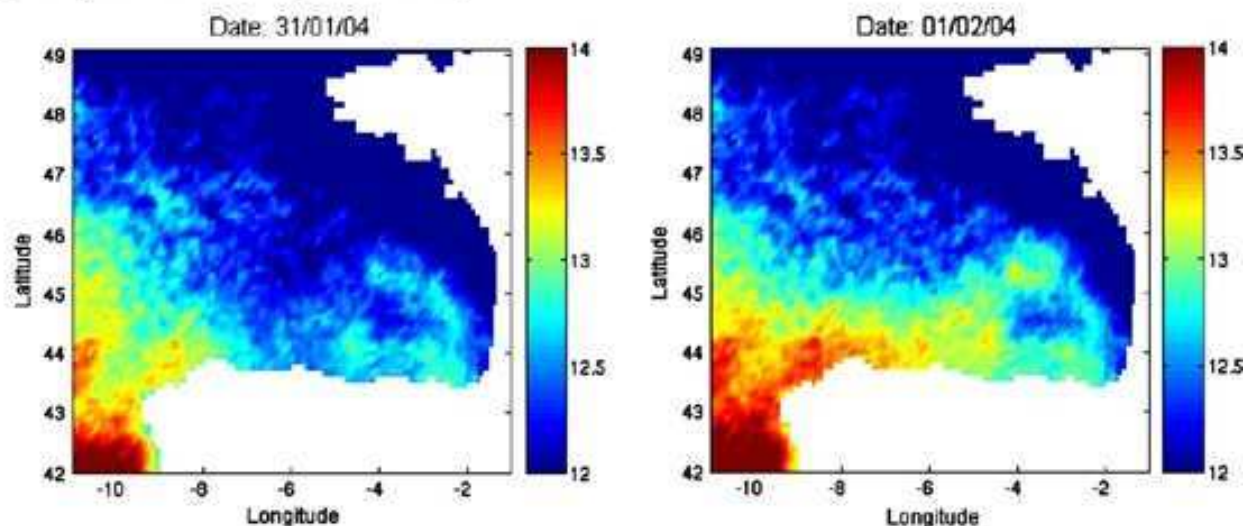


Fig. 2. Maps of nighttime sea surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) from AVHRR (Pathfinder version 5 product) and MODIS/Terra on respectively Jan. 20 2004 and Oct. 22 2004 (a) and from CMS dataset (Centre Météorologique Spatial of Météo-France) for Jan. 31 2004 and Feb. 1 2004 (b).

The model surface zonal current is consistent with the observations at the buoys (see Fig. 6). The agreement is very good for the January event (Jan. 6–17), in particular in the representation of the three pulses. The simulated current (in black) at the closest grid point to the buoy well reproduces the high frequency variations of the observed current. Indeed, the correlation between the zonal observed and simulated velocity anomalies over the Jan–Mar 2004 period varies from 0.85 at Villano to 0.67 at Peñas (significant at the 99% level). The root mean square of the differences is about 8 cm/s (Fig. 6). The simulation indicates stronger eastward zonal current at Peñas than at Bares over the whole Jan.–Mar. period. This is also observed in the buoys data but for the January event alone. Indeed, during the mid-February–mid March period, three pulses of eastward current are simulated, weaker than for the January event: on Feb. 27–29 (mainly at Peñas), around Mar. 5 and over the period Mar. 10–20 with a maximum around Mar. 12. The pulses in March correspond to those previously reported in the data analysis, except close to Peñas, where the model tends to overestimate the zonal current with respect to the buoy data (+ 0.15 m/s on the zonal current anomalies). The model

overestimation of the current near Peñas can be related to the complexity of the topography in this area. Current intensifications are also observed near 4°W along the coast where the bathymetry is also disrupted by canyons. Besides, the model bathymetry suffers from inaccuracies that result from errors in the initial bathymetry and/or in the smoothing and sigma-levels representation which would tend to modify the slope or shift it closer to the coast. We have checked the water column depth in the model close to the buoys location. Unexpectedly, it is close to the real depth at Peñas (412.5 m in the model vs. 450 m in reality) whereas there is a significant discrepancy at Bares (724 m in the model vs. 382 m in reality).

We have also compared the wind speed and direction as measured at the buoys with the ALADIN fields over the period January–March 2004 and found consistent values and variability.

3.2.2. Subsurface temperature and velocity fields

Consistent temperature and zonal current signals with those described in the surface are observed at 127 m depth (Fig. 7). The subsurface flow appears as a specific along-shore pattern while in

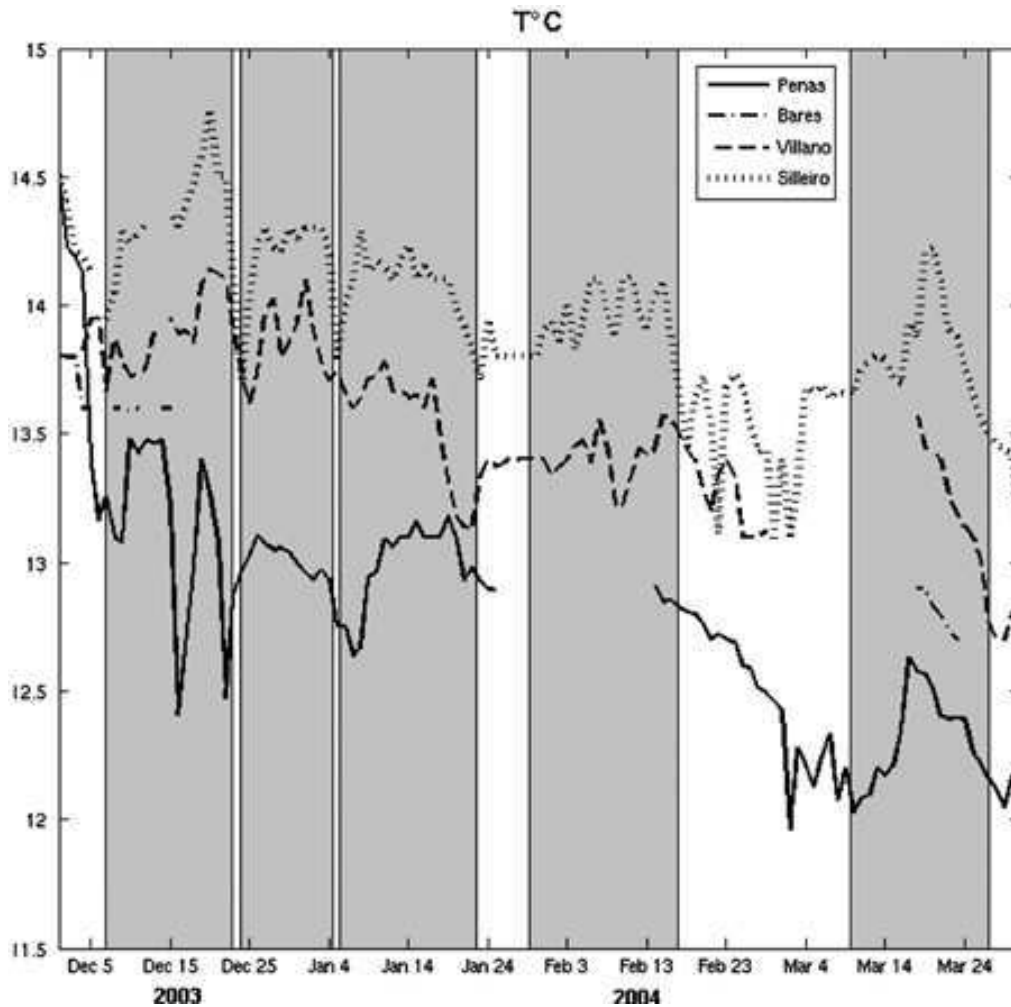


Fig. 3. Time series of surface temperature (in °C) at Peñas, Bares, Villano and Silleiro from December 2003 to March 2004. The grey fields indicate the warm SST events suggested by the analysis of SST satellite images. Note that temperature data at Bares is missing for most of this period.

surface, the pulses over the shelf seems correlated with the circulation offshore, likely because of the large scale Ekman flow. Fig. 8 shows vertical structures of the temperature and zonal velocity during the two events of January and February from the model on two transects over the northern slope (at the longitude of Bares: 7.62°W and Peñas: 6.17°W), and at the southern open boundary of the model ($\sim 43^{\circ}\text{N}$). The main current vein is located above the upper slope between 100 and 200 m at Bares and Peñas locations. At 7.62°W , a vein of eastward flow can be identified from the coast to 43.9°N with a maximum velocity at surface (0.45 m/s and 0.25 m/s on Jan. 13 and Feb. 1 respectively) and extending down to 200 m. At 6.17°W , we note an eastward flow close to the coast, with a maximum of 0.35 m/s (0.15 m/s) on Jan. 13 (Feb. 1) at the surface and extending to 300 m further offshore (43.7°N to 43.8°N). The pattern of the near-surface flow when approaching Cabo Peñas (at 6.17°W) seems to be affected by the topography (as previously suggested), which is particularly steep and rugged in this region.

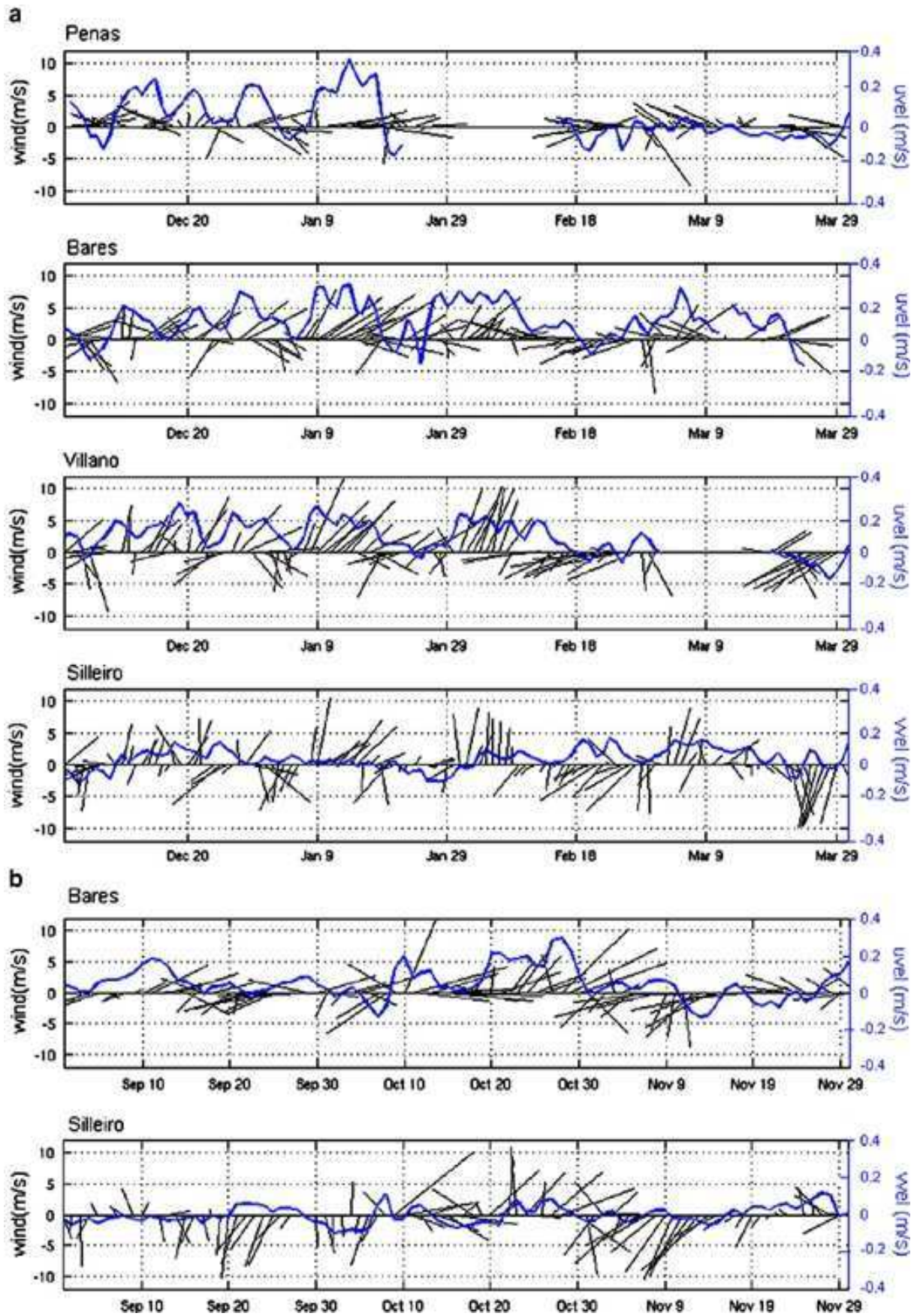
Also, clearly seen in Fig. 8 is the relatively warm water tongue extending south of 44°N , over the shelf and upper slope, down to 200–250 m. On Jan. 13, the SST gradient between the shelf and the area more offshore is 0.6°C at 7.62°W . The temperature signal decreases towards the

east. Over the whole study period, warm SST and subsurface signals are associated with the velocity pulses, but a time lag of a few days between the pulse of warm surface inflow and eastward surface current are observed (e.g. Jan. 6–15). Warm anomalies are also found to persist for several days after the eastward current has vanished. This may correspond to situations where atmospheric conditions are not favourable to mixing and/or cooling. During the Navidad event of December 2006, Le Cann and Serpette (2009) also observe a warm tongue at $5^{\circ}30'\text{W}$ while the current is westward.

Although Navidad events are usually described in the literature as warm and saline anomalies, the salinity signal from the model during the Jan.–Mar. 2004 period shows a more complex time evolution than temperature, with no clear correspondence with the eastward pulses (not shown). Indeed, Le Cann and Serpette (2009) note that the years of warm inflows do not always coincide with years of anomalous salinity. They suggest that different physical forcings are responsible for temperature and salinity anomalies.

At the southern open-boundary ($\sim 43^{\circ}\text{N}$), relatively high values of temperature (up to 13.44°C at 9.3°W from the surface to 80 m on Feb. 1) are observed over the upper slope between the coast and 9.5°W (Figs. 8d

Fig. 4. Surface wind velocity (daily vector averages, in m/s) measured at the buoys indicated by stick vectors and surface current (zonal or meridional component depending of the buoy, in m/s) at the buoys Peñas, Bares, Villano and Silleiro, for the period of Dec. 2003–Mar. 2004 (a) and at Bares and Silleiro for the period Sept. 2004–Oct. 2004 (b). Positives values of zonal (meridional) current indicate eastward (northward) current.



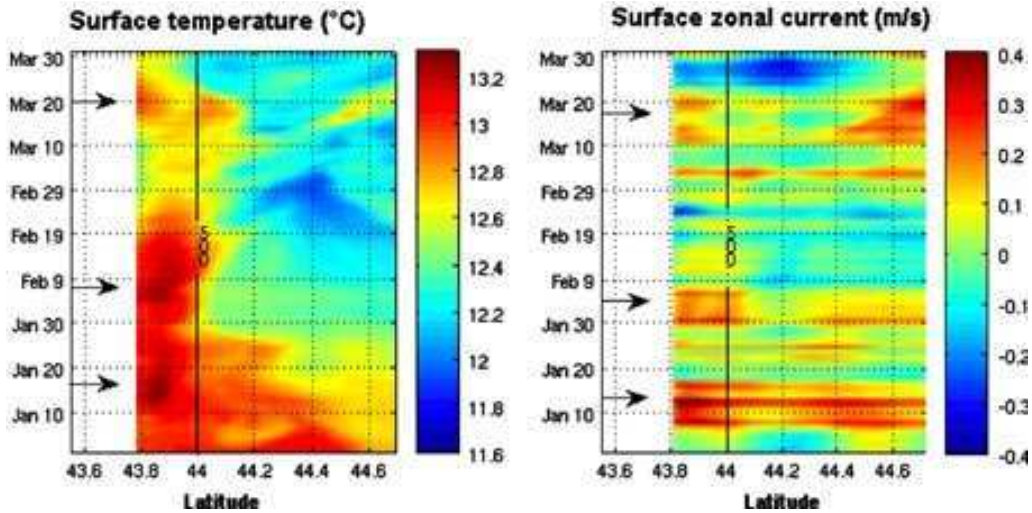


Fig. 5. Time-latitude variations of the surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) and zonal component of the simulated surface current (m/s) at the closest longitude of the Bares buoy (7.62°W) from Jan. to Mar. 2004. Positive values correspond to eastward current. The isobath 500 m is indicated by the thin black line.

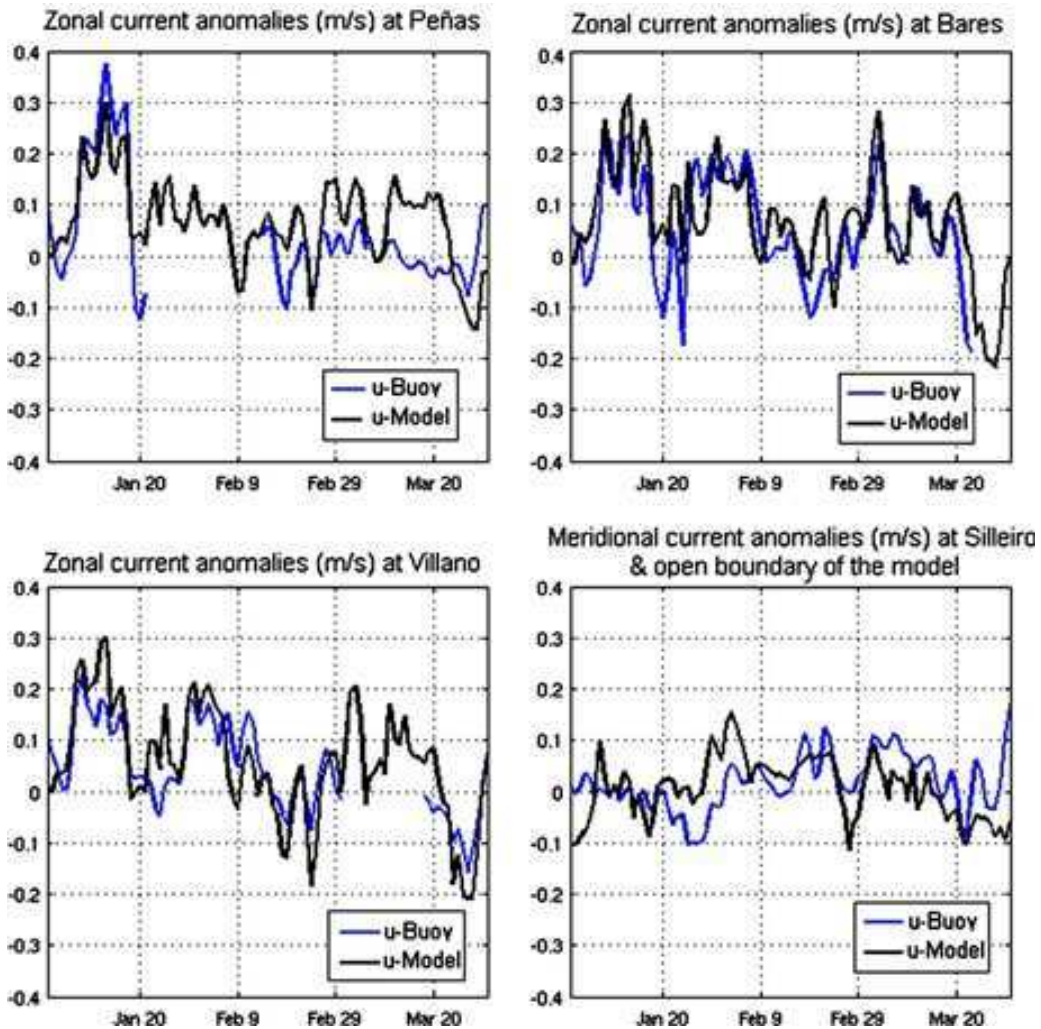


Fig. 6. Anomalies of surface velocities (m/s) from the buoys (zonal component at Peñas, Bares and Villano and meridional component at Silleiro) and from the model at the closest point to the buoys from January to March 2004. Note that the open boundary of the model is at 1.12° north of Silleiro. The correlation between anomalies of the surface current from the buoy and from the model is 0.67 at Peñas, 0.68 at Bares, 0.85 at Villano, and 0.48 at Silleiro and open boundary of the model. The root mean square of the differences between the anomalies of surface zonal velocities from the model and from the buoys is 8.77 cm/s at Peñas, 8.17 cm/s at Bares, and 6.42 cm/s at Villano.

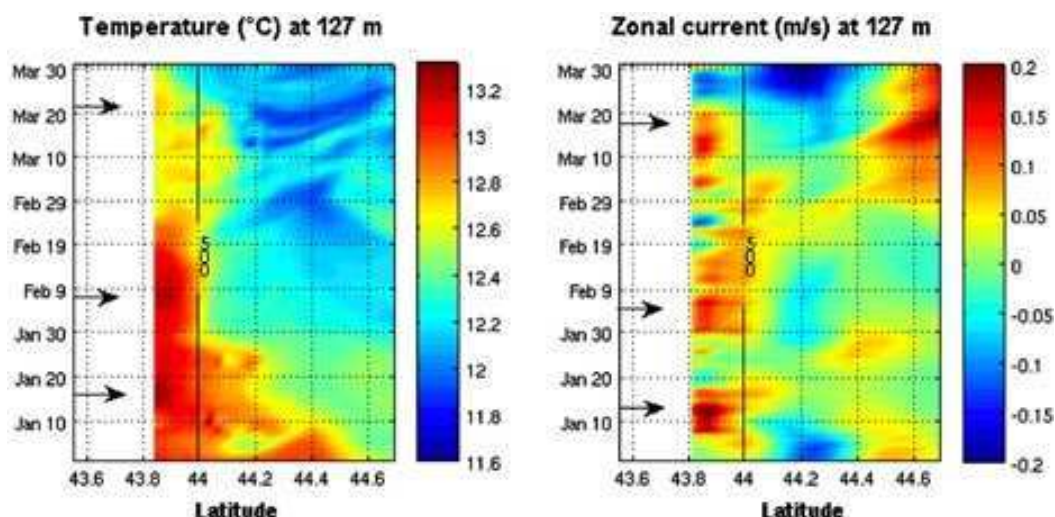


Fig. 7. Time-latitude variations of the model temperature ($^{\circ}\text{C}$) and zonal component of the current (m/s) at 127 m depth at the closest longitude of the Bares buoy (7.62°W) from Jan. to Mar. 2004. Positive values correspond to eastward current. The isobath 500 m is indicated by the thin black line.

and 9). The current shows consistent conditions with a poleward flow over the upper slope and down to 200–300 m. However the velocities are weaker than those observed along the northern Iberian coast, with typical speeds reaching respectively 0.15 m/s (0.2 m/s) in surface and 0.06 m/s (0.1 m/s) in subsurface during the January (February) event (Fig. 9). Having weaker currents at the southern boundary than along the northern Iberian coast during the main events suggests the influence of local forcing over the northern Iberian area.

3.3. Influence of local forcing

As noted previously from the current measurements at the buoys, the spatial variations of the current intensity along the western and northern Iberian coasts suggest the influence of local processes, such as local wind. For instance, the establishment of the eastward current at Bares on Jan. 26 (Fig. 4) precedes by 3–4 days the one at Villano and by 5–6 days the northward pulse at Silleiro (Feb. 1). As the wind measured at the buoys (Fig. 4) is eastward at Bares while highly variable at Villano and Silleiro until Feb. 1, we suggest that the eastward flow at Bares is the signature of two distinct mechanisms: Ekman current until Feb. 1 and, from Feb. 1 Ekman current combined with the intrusion of the IPC from the south.

In the same way, during the January event, the current observed at Silleiro is very weak (b 0.02 m/s) (Fig. 4). We suggest that the eastward flow at Bares is partly fed by slope waters from the south (western Iberian coast) and enhanced by local north-eastward wind. Interestingly, from Feb. 8 and until Feb. 25, the meridional surface current west of Iberia both in the model (at 43°N) and in the observations at Silleiro remains northward (Figs. 4 and 9), with surface amplitude of 0.10–0.15 m/s, whereas the winds reverse towards the west and south-west. At the same time, the surface flow at Bares weakens significantly, or even becomes westward (e.g. around Feb. 19, Fig. 4). Such a situation (northward inflow at the western Iberia coast with a priori upwelling favourable wind conditions) is similar to the one characterised by Otero et al. (2008) over the period Nov.–Dec. 2002. They show that the IPC is present over the whole period and that its surface signature is very sensitive to wind events at daily time scales. Indeed, their results reveal that while the poleward flow is subsurface intensified over the shelf and slope during downwelling - northward - winds, it becomes surface intensified when the northward winds relax or even during upwelling - southward - wind events. However, even if the surface velocities during upwelling events can reach higher values than those observed during downwelling events, the section of the northward flow is reduced and the northward transport

is decreased. The weakness of the eastward flow observed on the northern Spanish coast underlines the role of the local winds that, when blowing westwards, tend to prevent the IPC from extending along the northern Spanish coast in surface.

3.4. Conclusion on the situation in the winter of 2003–2004

Observations at the buoys and simulated fields lead to the following results. Warm events associated with eastward currents are observed for the following periods: Dec. 12–22, Jan. 9–17 (hereafter the ‘January event’), Feb. 1–7 (hereafter the ‘February event’), March 2–4, and March 10–15. They consist of pulses of a few days with a large day-to-day variability. The simulated surface zonal current and temperature fields are consistent with the observations, although at Peñas the model tends to overestimate the eastward flow. The subsurface fields of temperature and velocities provided by the model are consistent with along shore patterns typical of Navidad events as described in literature. However, the events consist more of ‘pulses’ with a short duration rather than a well identified event. The existence of pulses has been described by (Pingree and Le Cann, 1990) but to our knowledge, there is no study dedicated to the Navidad event variability at short-time (daily) scales.

4. What does altimetry detect?

4.1. The January and February events

4.1.1. Along track signals

Fig. 10 shows the geostrophic current anomalies (hereafter GCA) variations as a function of time and latitude (from the coast to 44.7°N) along the tracks at the northern Iberian coast (recall that the anomalies are computed with respect to the mean over the year 2004). For all these tracks, an eastward GCA at the coast is depicted, with values between 0.08 and 0.3 m/s south of 44°N in January and in February (note that there is no available data for J172, J213 and TP248 early February close to the coast). The amplitude and the meridional extension of the signal along the tracks do vary from one track to the other. For instance, the GCA is larger in February on TP172 (reaching 0.32 m/s at 43.6°N) than on J96 (reaching 0.13 m/s at 43.8°N and 44.05°N). Furthermore, the GCA is located more to the north in January than in February: this is clearly visible on tracks TP172 and J96. The differences between tracks can be explained by the difference of the tracks inclination, the difference of the respective dates of the track passage, or a real spatial variability of the intensity of the current as

observed in the buoy data and in the model. Altimetric data provide extra information with respect to the buoy measurements in that they potentially reveal the meridional extent of the flow and give some spatial context to the currents observed at the buoy locations. For instance, the eastward current vein extends from 44°N to 44.30°N on track TP137 near Bares, and from 43.6°N to 43.8°N on track TP172 near Peñas. However, because of the very limited number of satellite SST images available, we cannot assess the value of this information.

The maps given in Fig. 11a provide a full overview of the along-track GCA for the periods Jan. 12–18 and Feb. 1–7, superimposed with SST from the CMS dataset. The eastward flow along the northern Iberian coast is clearly visible, as well as the large variations in amplitude and direction along the coast. For the two periods, we can identify areas of acceleration, located around Cabo Ortegal (near Bares, ~8°W) and around 3.5°W, probably the signature of eddies trapped by topographic irregularities. Indeed, the GCA variations along the track J96 shown in Fig. 10 depict a dipole structure typical of an eddy on Jan.12.

4.1.2. Comparison with current measurements from buoys

The altimetric GCA are compared to the equivalent across-track velocities of the surface current observed at the buoys (Fig. 12). For comparison, we average the altimetric GCA over the three closest points of the two neighbouring tracks to each buoy. The equivalent across-track velocities are computed by projecting the total current measured at the buoy onto the direction perpendicular to the tracks. In other words, at Bares the buoy current is projected onto the directions perpendicular to J96 and to TP137 (so we obtain two velocity estimates); at Peñas, the tracks are TP172 and J137 and at Villano there is only track TP96. At last, we compute the anomalies by removing from the velocities their mean over the year 2004 (as for the altimetric GCA). The blue curves in Fig. 12 indicate the zonal component of the observed current anomaly at the buoy.

In Fig. 12, we obtain a good agreement between the estimates from altimetry and from the buoy data for the amplitude and sign. At Bares, data from J96 (in red) tend to fit the buoy time series better than data

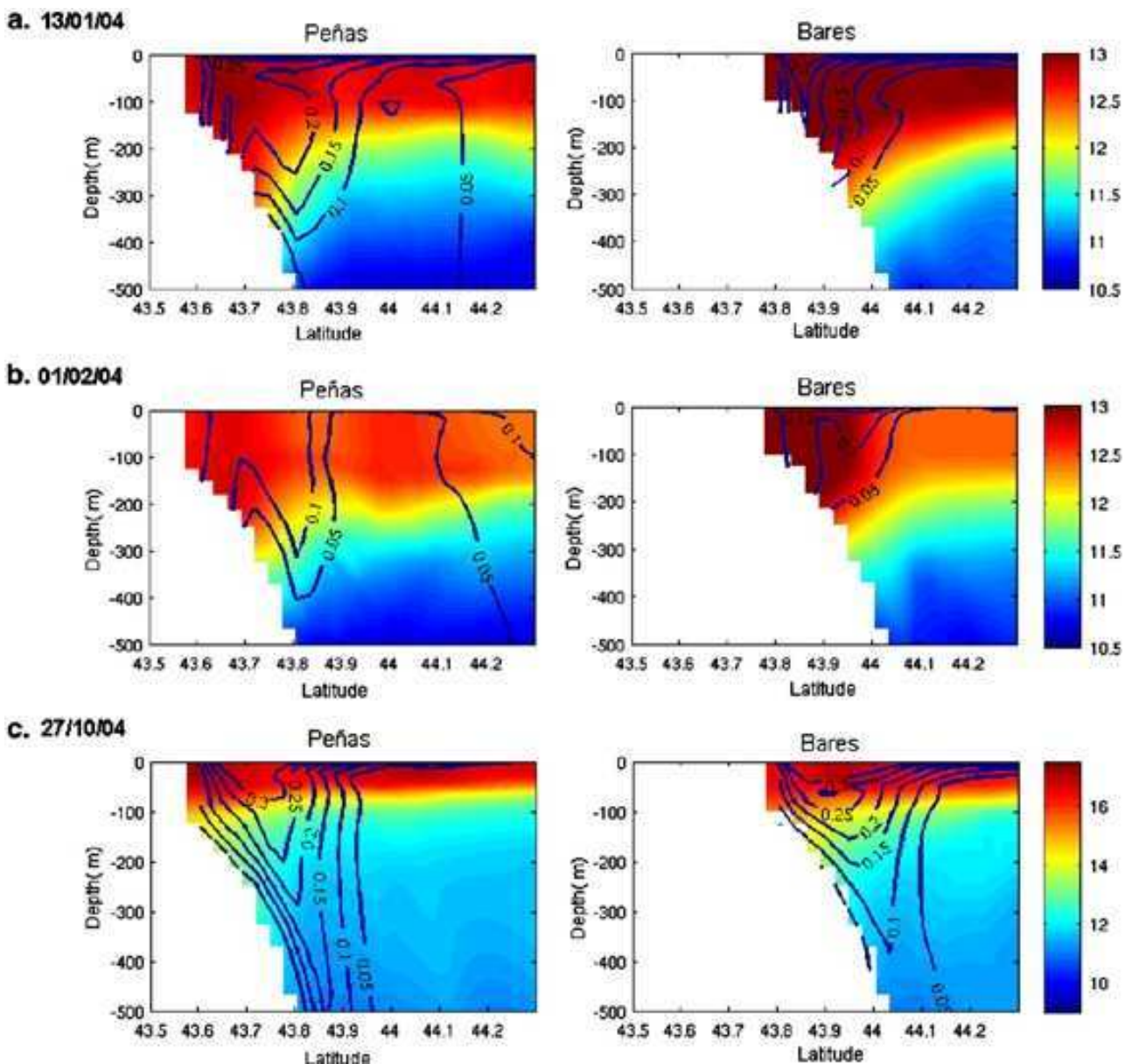


Fig. 8. Vertical distributions of temperature (colour field, in °C) and zonal velocity (blue contour, in m/s) from the model on two transects over the northern slope: at the longitude of Peñas (6.17°) and of Bares: (7.62°W) between the coast to 44.3°N, from the surface down to 500 m on Jan. 13 (a), Feb. 1 (b) and Oct. 27 (c) and on a third transect at the southern open-boundary (43.29°N) (d).

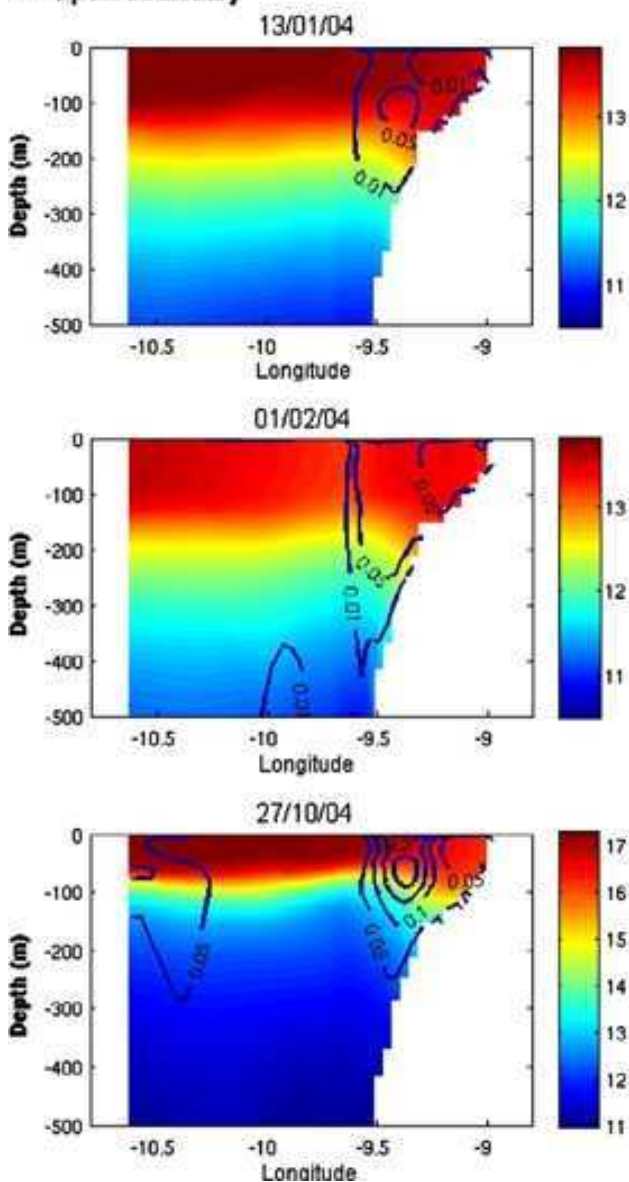
d. Open-boundary

Fig. 8 (continued).

from TP137 (in green). For the February event, they both give remarkably close values to the buoy data; the agreement is also good before and after the event, but TP137 GCA overestimates the current variations. Close to Peñas, larger differences are obtained between the track J137 and TP172 estimates, with cases where the GCA sign is different (e.g. in mid-February and late March). For the February event, TP172 indicates eastward anomalies, whereas J137 suggests weak westward anomalies instead. Unfortunately, there is no buoy data available over this period. Finally, close to Villano, the GCA from TP96 is in good agreement with the buoy data during the eastward pulses. In early January, the GCA as estimated from the altimetric data is in good agreement with the current anomalies observed at the buoys, with better agreement for J96, TP172 and TP96 than for TP137 and J137. Note that T/P172, T/P96 and J96 are descending tracks, meaning that the measurements are less affected by the presence of land than on the ascending tracks (TP137, J137).

The GCA misfits between neighbouring tracks and cycles are not well understood. Part of it is due to real high-frequency variability (O (1 day)), that is large in coastal areas and that may be underestimated

in the model. But it is due as well to errors in some geophysical corrections (for example, the tropospheric humidity effects and sea state bias). The errors or uncertainties on such corrections are known to be enhanced in coastal areas, due for example to a land contamination of satellite measurements or to a lack of resolution in the data (e.g. Andersen and Scharroo, 2010; Obligis et al., 2010). They are also probably larger in the high-frequency band. As some corrections are not estimated using the same instruments in TP and J1 data, these errors are expected to be different for the two datasets. Exploring the impact of the different correction uncertainties on the signal consistency in this data set is beyond the scope of this paper. The objective here is to evaluate the information content of the present altimetric coastal dataset and to identify further issues to address.

4.2. Comparison between altimetric and simulated SLA signals

We compute the model SLA by removing from the simulated sea surface elevation its mean over the year 2004. We then build synthetic altimetric observations by sampling the simulated SLA at

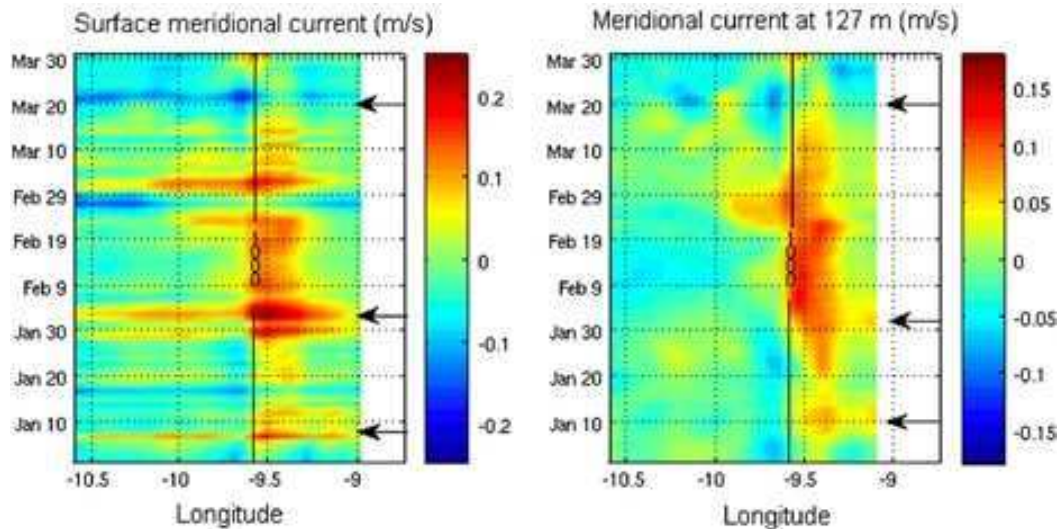


Fig. 9. Time-longitude variations of the meridional component of the simulated current (m/s) at the surface and at 127 m at the southern open-boundary (43.29°N) from Jan. to Mar. 2004. Positives values indicate northward current. The isobath 1000 m is indicated by the thin black line.

the same points and days as the real data. For comparison, the same map presented in Fig. 11a is made but with synthetic tracks from the model (Fig. 11b). As observed in altimetric data, an eastward flow is clearly visible along the northern Iberian coast but with lower amplitude in the model than in altimetry. In January, altimetric and simulated signals are consistent whereas in February the model data agreement is poorer. The consistency at the crossover points is not systematically better in the model than in the data. Model-data misfits on the dates of occurrences can be expected partly because of inaccuracies in the open-boundary conditions as well as in atmospheric forcing fields.

Besides, as observed in altimetric data, some intensification of the current can be noticed around 3.5°W and to a lesser extent around Cabo Ortegal (~8°W). The SLA fields from the model suggest that the intensification is the signature of oceanic eddies. Indeed, the eastward flow along the continental slope is known to develop numerous eddies which interact with the topographic irregularities such as the Cabo Ortegal or the Santander Canyon (~4°W). These typical eddies are called swoddies (Slope Water Oceanic Eddies, e.g. Pingree and Le Cann, 1992; Garcia-Soto et al., 2002). The observation of oceanic eddies in altimetric data and in the model raises the question of the impact of the mesoscale on the eastward circulation along the northern Iberian coast. A misrepresentation of the intensity or position of the eddies in the model could locally generate a bias between the observed and simulated GCA.

In Fig. 13, we compare the simulated SLA with the same time sampling as the altimetry (~10 days) and the SLA from altimetry along the same track (TP172). The model shows a good agreement with the SLA variability close to the coast, especially for the January and early February event. From mid-February, the model indicates a shift offshore of the SLA gradient, consistent with what is observed for the surface and subsurface current (Figs. 5 and 7). On Feb 24, an SLA gradient at the coast corresponding to a westward anomaly is seen in both model and data. On March 5, the slope signal in the model and in the altimetry is located further from the coast, and tends to move closer on March 15. However, the signal in the model is closer to the coast than in the data and its amplitude is significantly weaker. In order to determine whether the time sampling of altimetry is suitable for the study of high frequency of this current at high frequency, Fig. 13 also compares the daily SLA signal along the synthetic track TP172 in the model with the signal sampled every ~10 days as in altimetric observations. It suggests that the 10-day repeating cycle allows the main events to be detected. Pulses with a

shorter duration (a few days) can be missed such as in January or March, but the use of several consecutive tracks may allow us to recover partly the high-frequency variability.

Note that we have checked the relevance of using daily-averaged current estimates from the model to compare with along-track altimetric data which represent a 'snapshot' of an (almost) instantaneous state of the ocean. The results indicate that the use of instantaneous outputs from the model (requiring a tremendous volume of simulation archives) does not bring any significant improvement. As simulation inaccuracy and satellite observation defects are likely to be mostly concentrated in the high frequency band, using a daily averaged output may provide a better estimate than a snapshot at the same time of the day than the observation.

4.3. The October event

The October event is distinct from the January and February ones in the sense that it is not associated with any obvious SST signals. The analysis of satellite images does not therefore allow us to identify any circulation pattern over the period (see Fig. 2 for Oct. 22). Measurements from buoys (Figs. 4b and 14) indicate a surface eastward flow with speeds greater than 0.2 m/s (up to 0.3 m/s on Oct. 26 at Bares). The current pulses are associated with strong northward or northeastward wind occurrences (Fig. 4b); see for instance on Oct. 8–10.

Consistently with the satellite observations, the model simulation does not display any warm surface tongue along the northern Spanish coast (not shown). Although the model tends to overestimate the intensity of the current, eastward pulses are simulated at dates consistent with the buoy observations (Fig. 14). The vertical sections from the model on Oct. 27 (Fig. 8c) show an upper slope current vein, about 25 km wide at the open-boundary and along the northern Iberian coast. The eastward vein is associated with a subsurface warm anomaly with temperature up to 13.4 °C at 200 m. At the open-boundary (Fig. 8d), we observe a vein of warm water reaching 17.4 °C and extending over the first 50 m.

The altimetric GCA variations along the tracks shown in Figs. 10b and 11a clearly depict a signal at the coast in mid and late October. Over the whole Sep.–Nov. 2004 period, the agreement between the altimetric GCA and the surface zonal current anomalies at Bares is very good, except for two dates in September and November with an overestimation of the TP137 GCA. In particular, the J96 signal represents the current variability during the October event. The agreement is also relatively good at Peñas, but larger misfits are observed in November (Fig. 14).

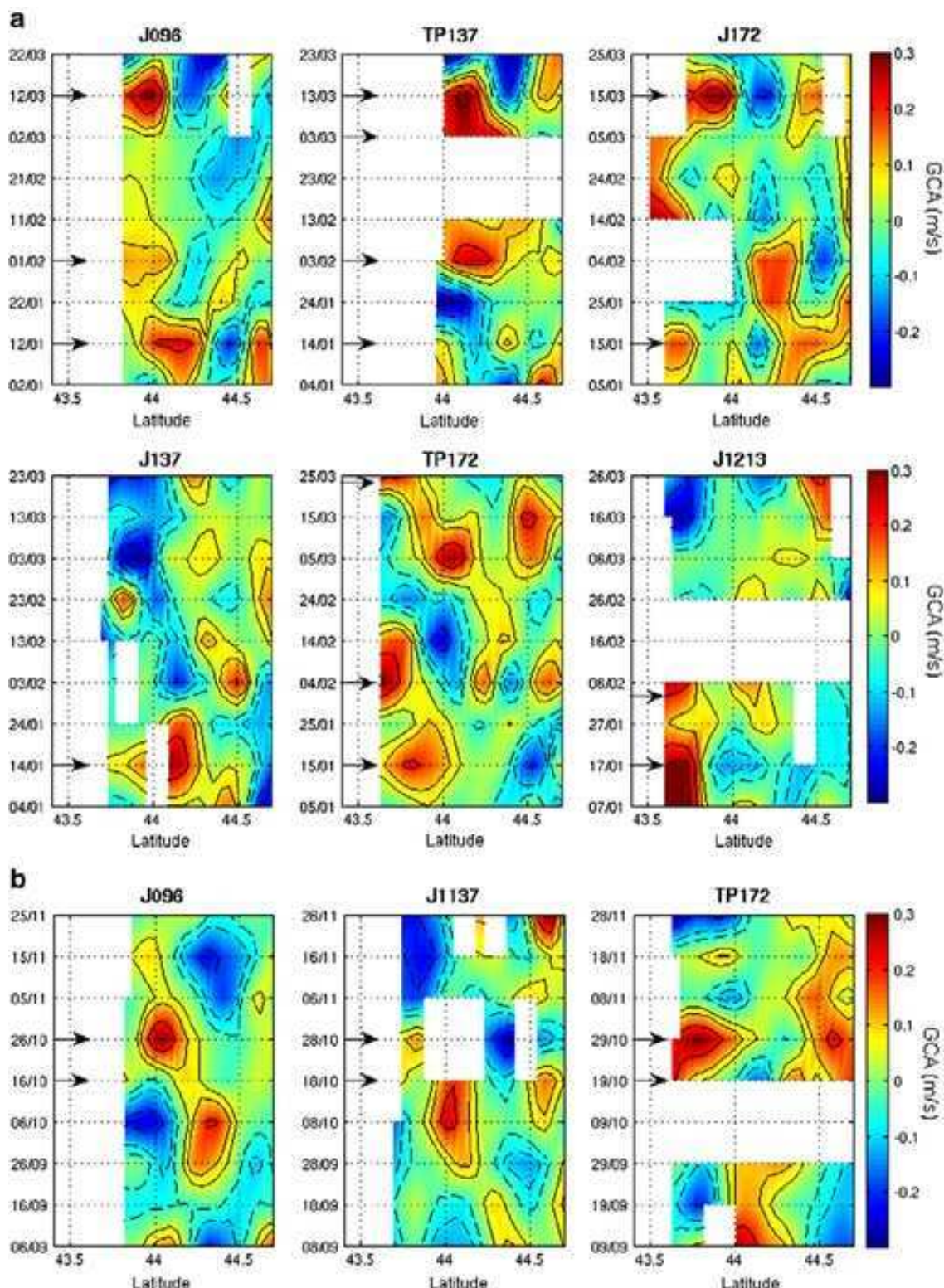


Fig. 10. Time-latitude variations of the geostrophic current anomalies (m/s) along consecutive tracks located along the northern Iberian coast, from 43.4°N to 44.7°N: tracks J96, TP137, J172, J137, TP172 and J213 for the period Jan.–Mar. 2004 (a), and tracks J96, J137 and TP172 for the period Sep.–Nov. 2004 (b). The dates indicated on the time axis correspond to the dates of the satellite passage and black arrows correspond to the occurrences of eastward pulses. The white boxes correspond to missing SLA data. The black contours indicate the values of -0.3 , -0.2 , -0.1 , -0.05 (dotted line) $+0.05$, $+0.1$, $+0.2$, and $+0.3$ (solid line). Recall that J96 and TP137 intercept the coast near Bares, TP172 and J137 near Peñas, and TP96 near Villano.

The event of October 2004 is an interesting case as it can illustrate further the benefit of using altimetric data. In this example where no clear SST signal is observed, we have shown that the altimetric data allow us to identify a slope current with warm subsurface anomalies that can be considered as an intrusion of the IPC into the Bay of Biscay.

4.4. Geostrophic circulation near Bares

We use the model to better understand the geostrophic signal as revealed by altimetry. From the simulated SLA, we can compute different estimates of the geostrophic current anomaly (GCA): the zonal and

meridional components and the along-track component (thus in the across-track direction). Fig. 15 shows the time variations of the zonal GCA at 7.62°W. The geostrophic vein is located south of 44°N, within the first 500 m, whereas, not surprisingly the ageostrophic component has larger meridional scales. We note that the geostrophic pulses are correlated in time with the ageostrophic ones at least during the eastward events. The correlation between geostrophic and Ekman dynamics in this area is due to the vicinity of the coast. Indeed, during westerlies or south-westerly wind events, the Ekman current tends to be eastward. Besides, the derived Ekman transport towards the coast tends to generate a sea level slope at

the coast that in turn, by geostrophy, enhances the eastward surface current.

Fig. 15 shows that the Bares buoy is located at the edge of the eastward GCA vein. Close to the coast however, the simulated along-track GCA are in closer agreement with the total zonal current at 50 m than for the equivalent surface current (Fig. 16). These figures suggest that at the buoy location the simulated geostrophic current is weaker than close to the coast. In Fig. 17, we compare the geostrophic velocities from the altimetric data with two estimates from the model along the synthetic tracks: for the first estimate we average the model along-track velocities over the three

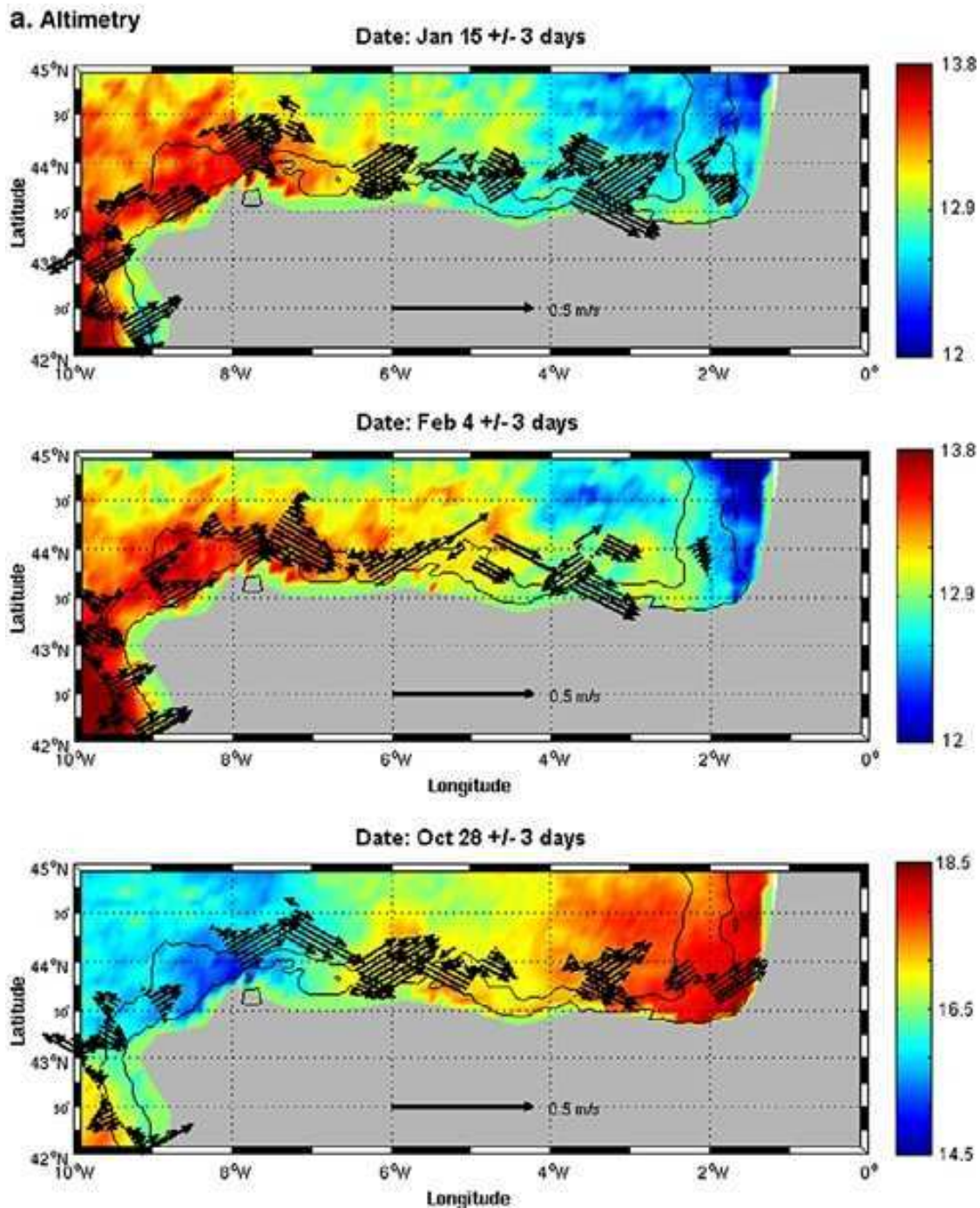


Fig. 11. Geostrophic current anomalies (m/s) along the altimetric tracks at the northern Spanish coast, over the periods Jan. 12–18 (cycle 417 for TP and 74 for J1), Feb. 1–7 (cycle 419 for TP and 76 for J1) and Oct. 25–Nov. 1 (cycle 446 for TP and 103 for J1), in 2004 from the altimetric data (a) and from the model (b). Only the data from the coast to ~44°N are shown. The colour fill (in °C) shows the surface temperature from Météo-France CMS dataset respectively on Jan. 18, Feb. 2 and Oct. 27.

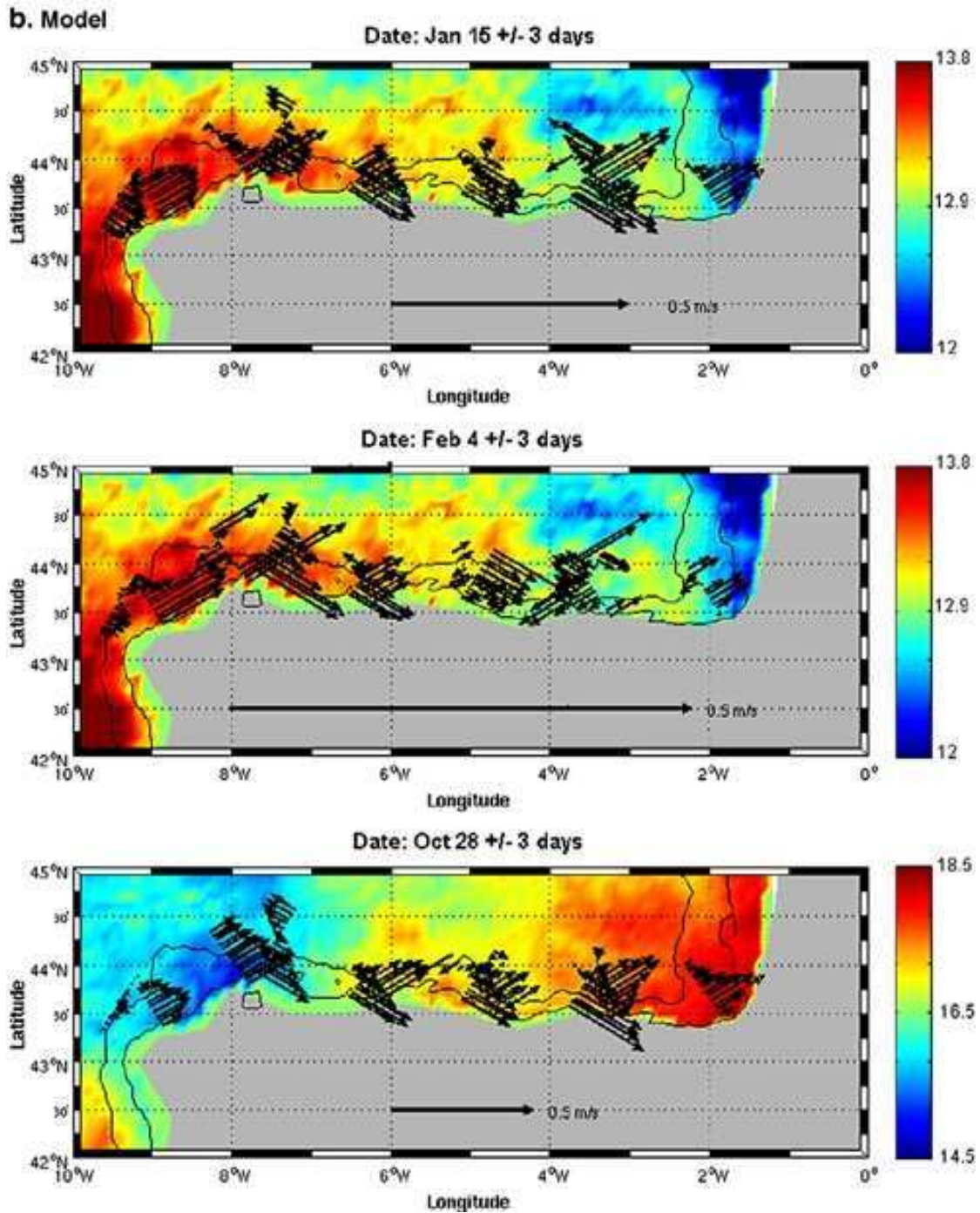


Fig. 11 (continued).

closest points to the Bares buoy, for the second one we compute the average over the three closest points to the coast along the synthetic tracks. The agreement with the altimetric velocities is much better with the second estimate. One explanation is that the model tends to simulate the eastward geostrophic current much closer to the coast than it should be, for this location. The smoothing of the model bathymetry with a shelf that is too narrow would be responsible for this bias. The same kind of bias is found by Otero et al. (2008) when comparing their model velocity with the one measured at the Cabo Silleiro buoy.

On the other hand, we find, according to the model, that the geostrophic component of the zonal current is weak at the Bares buoy, but at the same time, both the altimetric current and the model total surface current at the buoy location are consistent with the in situ

observed surface velocity. An explanation for this apparent contradiction is that the altimetric signal is spread offshore (because of the data sampling mainly) and the across-track GCA is overestimated at the buoy location. The good correlation between the surface current anomaly as observed at the buoy and the altimetric GCA in Fig. 12 would then be due to the correlation between the geostrophic and Ekman flows.

In conclusion combining the information from the model, the current at the buoy and the altimetric data in the area of Bares led us to two possible interpretations. In the first one, the altimetric signal near Bares is spread too much offshore leading to an overestimation of the geostrophic current at the buoy location. The second one considers that the simulated current is located too close to the coast, likely because of the bathymetry smoothing. Both interpretations are probably true, with a small bias in

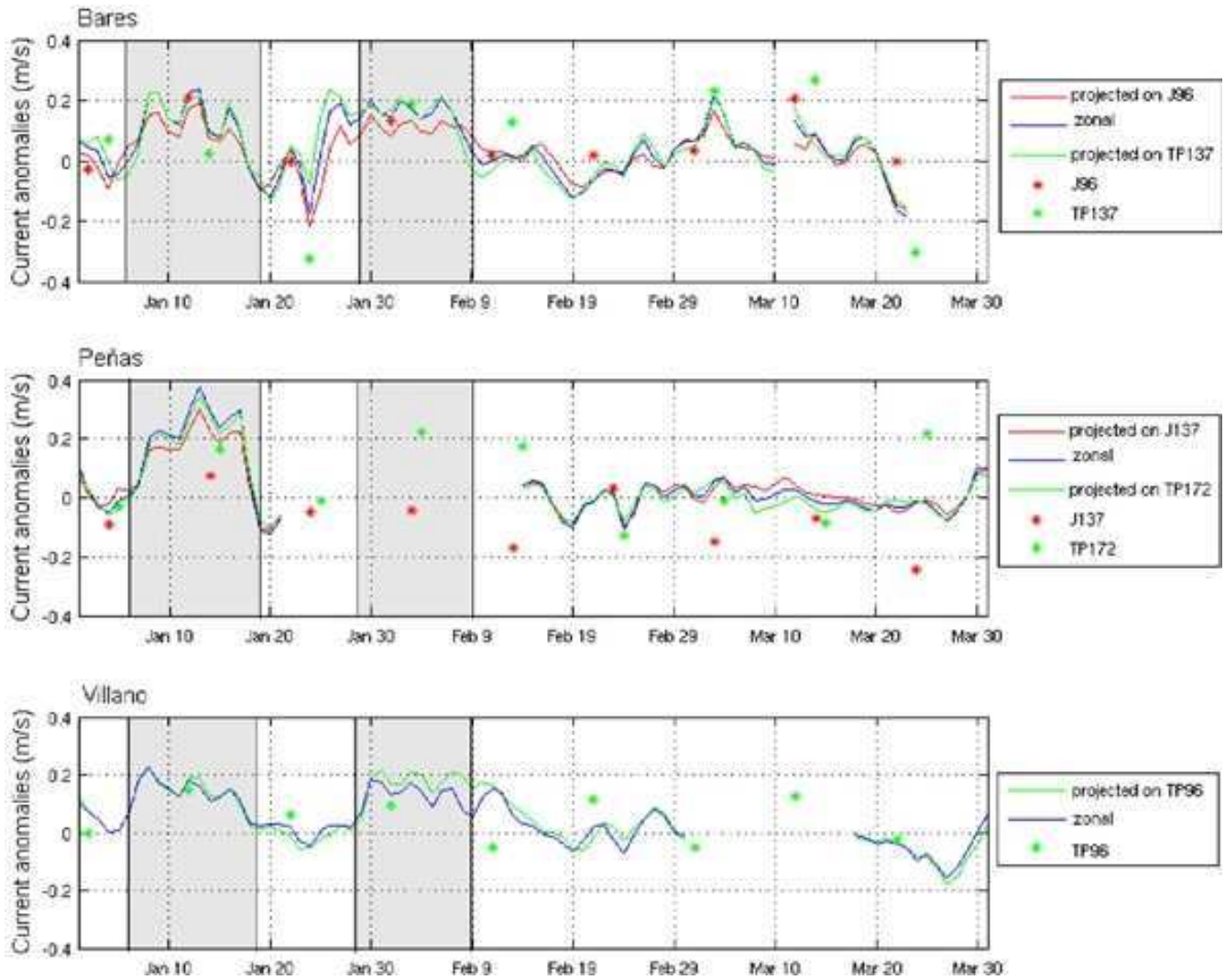


Fig. 12. Anomalies of the surface zonal velocity (m/s) from Jan. to Mar. 2004 at the buoy Bares, Peñas and Villano (blue curve), geostrophic velocity anomalies from altimetry averaged over the three closest points of the tracks to the buoy: J96 (red) and TP137 (green) at Bares, J137 (red) and TP172 (green) at Peñas and TP96 (green) at Villano, and equivalent across-track velocity anomalies for the two tracks close to each buoy estimated from the buoy surface current measurement (red and green curves for respectively the projection on the Jason and TP tracks).

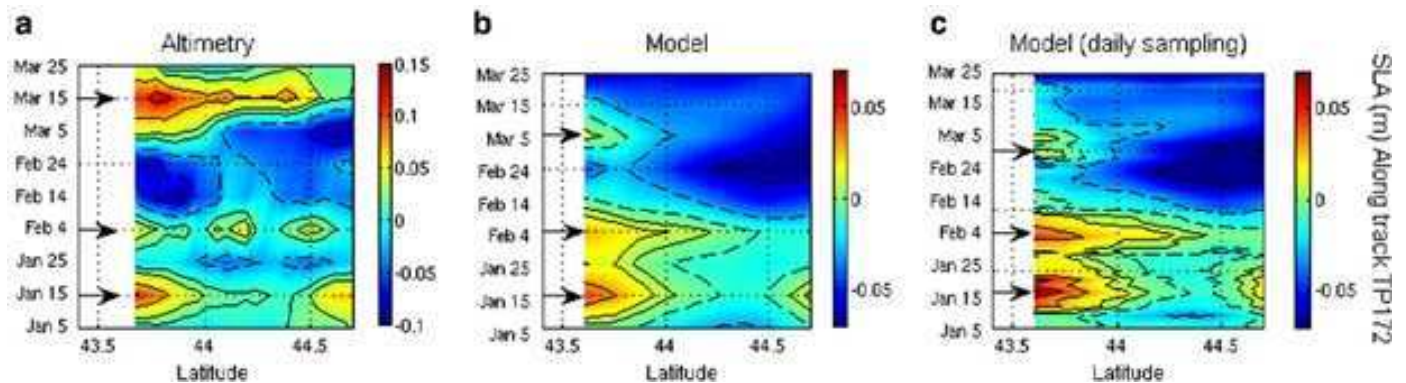


Fig. 13. Time-latitude variations of SLA (m) along track TP172 from altimetric data (a), from the model with the same space-time sampling as the data (i.e. every ~ 10 days) (b), from the model but with a time sampling every day (c) over the period Jan.-Mar. 2004. The black contours indicate - 0.03 m, - 0.07 m, - 0.11 m, - 0.15 m (dotted line) and 0.01 m, 0.03 m, 0.07 m, 0.11 m, 0.15 m (solid line) for panel a. and - 0.01 m, - 0.03 m, - 0.07 m, - 0.11 m, - 0.15 m (dotted line) and 0.002 m, 0.01 m, 0.03 m, 0.05 m (solid line) for panel b. and c. Note that the colour scale is different for the model and the observations.

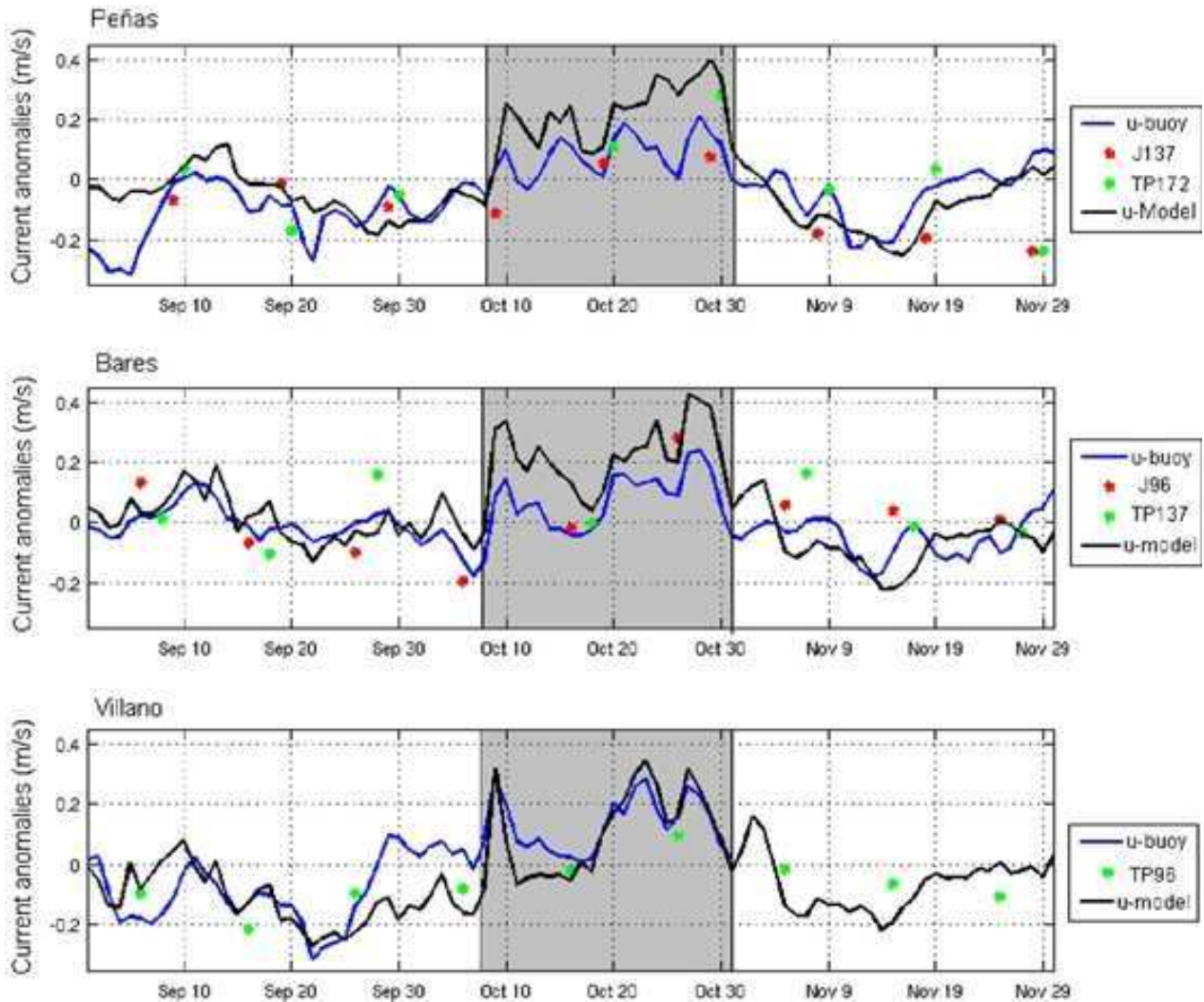


Fig. 14. Anomalies of the surface zonal velocity (m/s) from Sep. to Nov. 2004 at the buoys Bares, Peñas and Villano (blue curve), from the model (black curve) and geostrophic current anomalies from altimetry at the three closest points of one or two tracks to each buoy: J96 (red) and TP137 (green) at Bares, J137 (red) and TP172 (green) at Peñas and TP96 (green) at Villano.

both the model and altimetric estimates. These results stress the need for additional in situ data, including typically subsurface hydrological and velocity measurements at the buoy. These additional observations would allow for a better understanding of the surface current observed at the buoys.

At Peñas, the situation is slightly different: the buoy is located in the main geostrophic vein — according to the model. However, the total surface current is overestimated in the model with respect to the measurement and over the Feb. 15–Mar. 15 period the altimetric data are closer to the buoy data.

5. Conclusion

In this paper, we aim to identify the signature of the circulation over the slope in the southern Bay of Biscay in a coastal altimetric dataset during the winter of 2004. The use of altimetric data, with a regular, continuous sampling and a large cover over a large area, constitutes a new approach in the study of the coastal high frequency variability of the circulation in this area.

First, an overview of the general surface circulation over the period Dec. 2003–Jan. 2004 is given from the analysis of SST data and surface currents at four buoys, as well as of surface winds at the buoys. Occurrences of a surface poleward flow are clearly depicted between

~42°N at the western Iberian coast and ~6°W on the northern Iberian coast. They are associated with warm surface anomalies. The observations suggest a large variability in space and time of the current that appears more as pulses over several days than a continuous current over a few weeks. The wind is also highly variable in time: episodes of north-eastward winds usually coincide with the eastward pulses along the Iberian coast. We interpret these events as developments of the Iberian Poleward Current and its intrusions into the Bay of Biscay. The intrusions are however limited to the westernmost part of the Iberian coast. Even if the term ‘Navidad event’ may not apply to the winter of 2004 situation, evidence is found of short-time ‘IPC events’. We analyse two events in more details, one in January and one in February, using the SYMPHONIE model simulation and the altimetric data.

Comparisons between the geostrophic current anomalies estimated from altimetry and zonal surface current at the buoys show that the altimetric data is able to detect the main events. The dates and amplitudes are consistent, with some exceptions, mainly at the buoy Peñas. The circulation patterns seem to be influenced strongly by local bathymetric or wind features there. The differences between the velocity anomalies estimated from observations at the buoys and from altimetric data may have several causes. In particular, the current measured directly at the buoys includes the geostrophic and ageostrophic components (as Ekman current) whereas altimetry

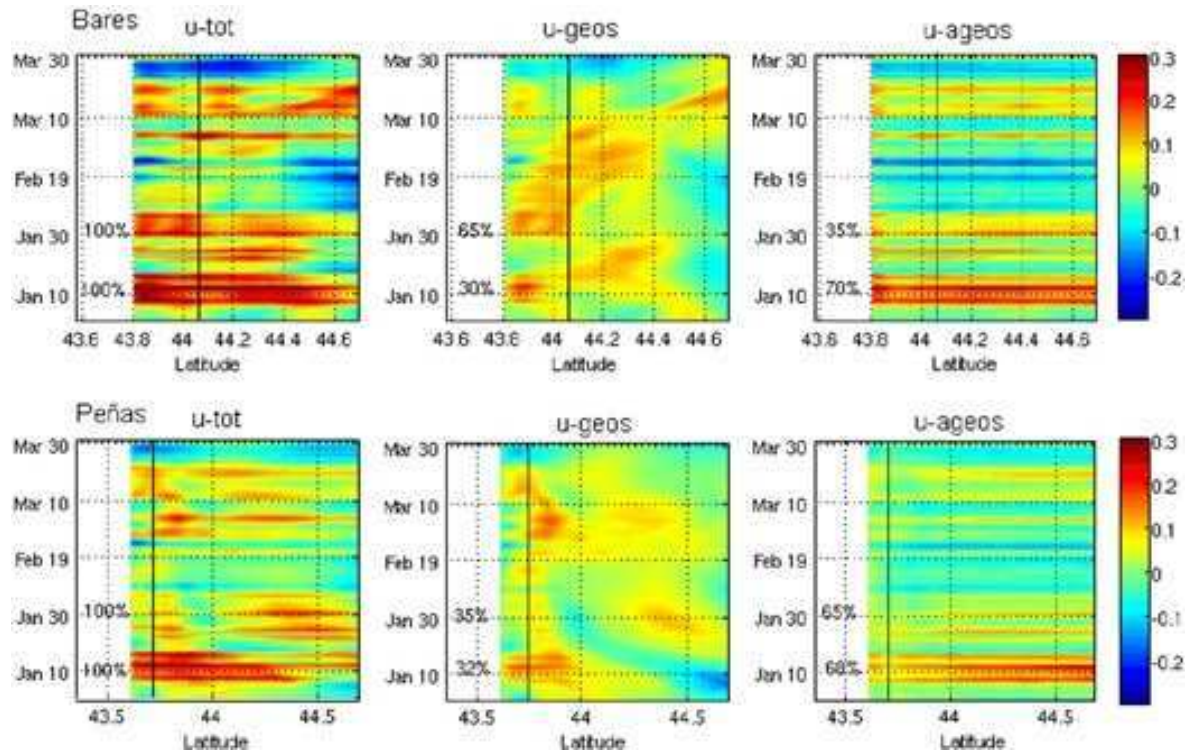


Fig. 15. Time-latitude variations of zonal current anomaly (u-tot), zonal geostrophic current anomaly (u-geos), computed from simulated SLA fields, and zonal ageostrophic current anomaly (u-ageos). The percentages at the right of each panel indicate the ratio between u-geos and u-tot and between u-ageos and u-tot for the January and February pulses. The black line indicates the location of the buoy in the model.

gives access only to the geostrophic component. As a consequence, we cannot obtain a quantitative estimate of the uncertainty in the altimetric signal. Additional in situ data are necessary for a better

understanding of the observed differences between the buoy and altimetric measurements. Significant differences are observed between the altimetric signals at neighbouring tracks for a few cycles.

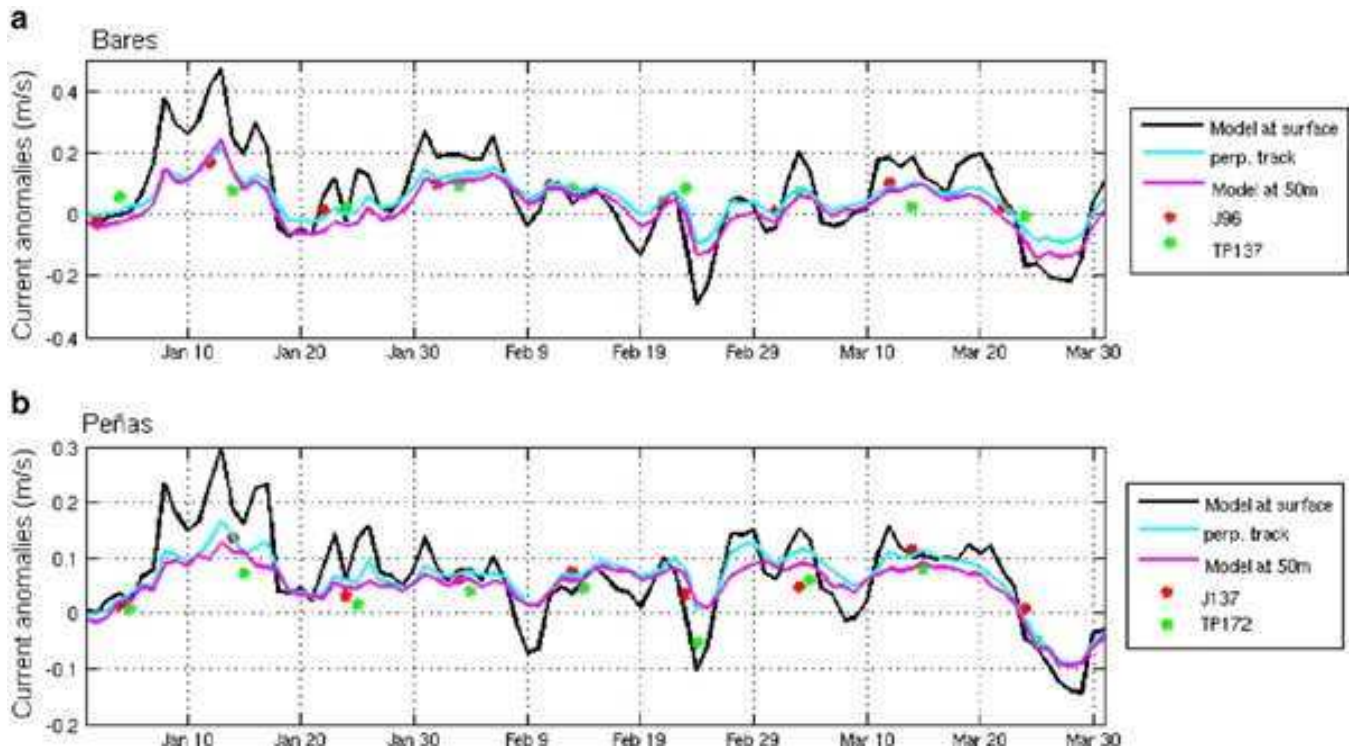


Fig. 16. a) Zonal velocity anomaly (m/s) from the model at the same longitude than the Bares buoy but closer to the coast at surface (black) and at 50 m (purple); mean GCA over the 3 closest grid points to the buoy location from two synthetic-tracks: J96 (red crosses) and TP137 (green crosses); mean GCA over the 3 closest grid points to the buoy location from one virtual track perpendicular to the coast at the longitude of the buoy (light blue). b) Same as a) but for Peñas. Red and green crosses are respectively for synthetic J137 and TP172 data.

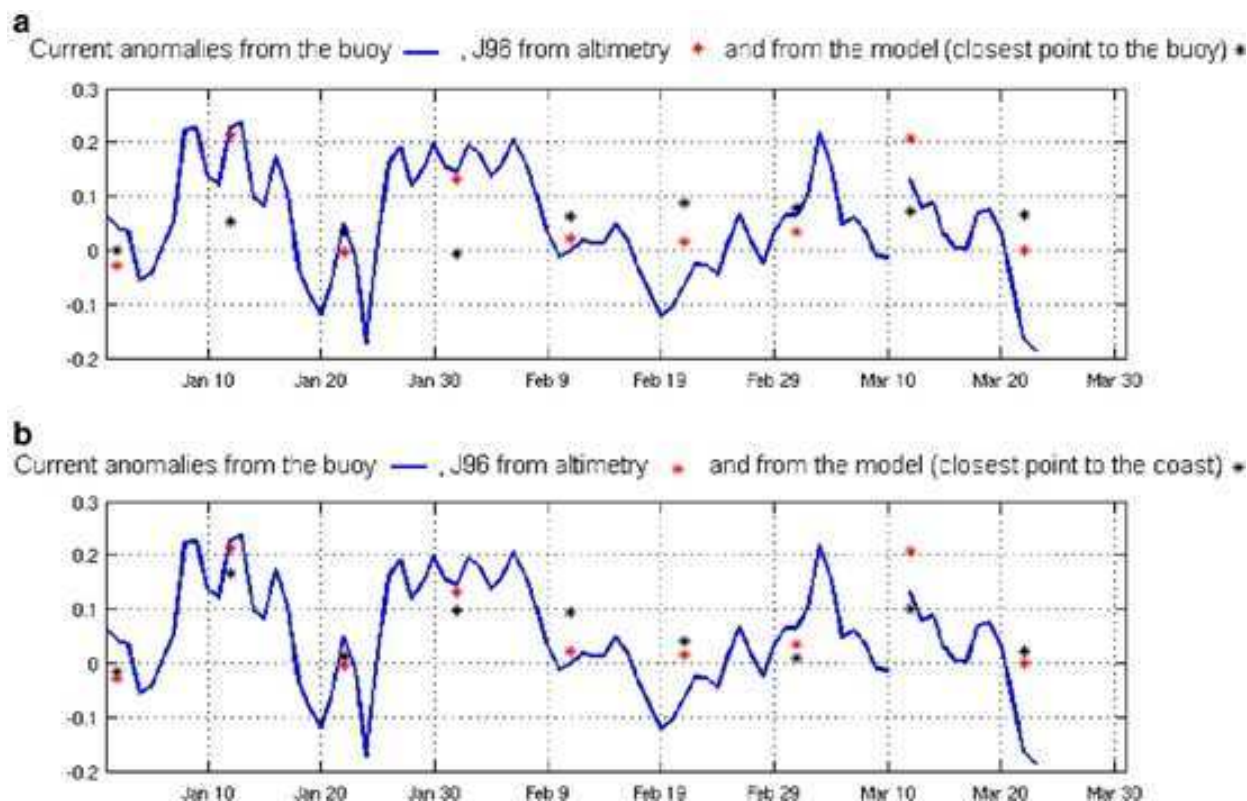


Fig. 17. a) Surface zonal velocity anomaly measured at the Bares buoy (blue line) from Jan. to Mar. 2004; mean GCA over the three closest points to the buoy along the track J96 as observed in altimetric data (red crosses), and as simulated by the model (black crosses). b) Same as a) but the GCA is averaged over the 3 closest points to the coast along the synthetic (model) track J96. The root mean square of the differences between GCA from altimetry and from the model is respectively 9.31 cm/s for the first case (a) and 4.93 cm/s for the second one (b).

Note that at a given date, altimetric data provides a unidirectional measure of the geostrophic velocity which limits the interpretation of some characteristics of the observed signal (e.g. variations of GCA from one track to the next), since the flow varies depending on topography and time.

The simulation is very helpful to better understand and evaluate the information contained in altimetric signal. We have first checked that the simulated surface fields were consistent with the buoy observations. We have then analysed the subsurface temperature and current fields in order to interpret the surface signal. The eastward surface currents are associated in the simulation with subsurface currents, clearly identified at 120 m, that can extend down to 200 m. The occurrences of the eastward pulses are well correlated with warm inflows. However, we have observed periods where the SST signature along the Spanish coast persists while the surface current has vanished. Finally the analysis of the wind and temperature and current conditions at the southern open-boundary tends to confirm the interpretation of the eastward pulses as the signature of the IPC, mostly established during northeastward wind conditions. Local winds on the northern Iberian coast also seem to have a significant influence on the current variability. Eastward winds intensify or favour the spreading of the slope current spread along the northern Spanish coast, whereas westward winds tend to weaken it.

In this study we evaluate a tool that is rarely used for the study of high frequency variations in coastal currents. Altimetric data are usually filtered, interpolated or averaged in space or time. Here, we have analysed individual passes without doing any averaging or time filtering. As a result we have faced new difficulties and inconsistencies, such as differences observed between consecutive or crossing tracks. We suggest that they are partly due to errors in the geophysical corrections applied to altimetric measurements. However, one of the

major advantages of altimetry, compared to other remote sensing products such as infra-red SST imagery, is that altimetric data are available independently of the meteorological conditions. This property is of great importance in a region as cloudy as the Bay of Biscay in winter. We have seen the case of an eastward flow occurrence in October 2004 without any SST signature, whereas surface current data at the buoys and subsurface temperature and velocity fields in the model led to a clear identification of a slope current with warm anomalies. Anomalous eastward current signals were evident during the same period in altimetric data. We therefore suggest that the usual indices of detection of the IPC based solely on infrared SST images may be insufficient to reveal and monitor its high-frequency variability.

The analysis of along-track coastal signals at short-time scales as we made it in this study remains at the edge of what is achievable with the current datasets; a similar conclusion was reached by Vignudelli et al. (2005) from T/P data in the Mediterranean Sea. Data processing for coastal altimetric products is expected to evolve due to new studies on specific issues (e.g. wet tropospheric corrections) and to 'validation' studies in specific areas such as ours. We believe that one of the next challenges lies in the characterization of the uncertainties in the geophysical corrections and of their impact on geostrophic circulation estimates. SLA spatial filtering and deconvolution of noise and dynamical patterns are also complicated issues for small-scale signals. Following recent studies within CTOH (Birol and Dussurget, pers. comm., 2011) and users' feedback such as ours, some choices and strategy on data processing (e.g. spatial filtering) are evolving and will be different for future XTRACK products. In particular, future altimetric studies could be based on higher along-track resolution data in order to investigate further the details of the spatial structure of the current. Such high-resolution products remain very exploratory in terms of data and correction processing and still demand considerable effort for calibration and analysis techniques.

Acknowledgements

Altimetric data used in this study are developed, validated, and distributed by the CTOH/LEGOS, France (<http://ctoh.legos.obs-mip.fr/>). Special thanks to F. Birol, R. Dussurget and M. Cancet (CTOH) for many interesting and useful discussions about this data set. Many thanks to Puertos del Estado for data at the Cabo Silleiro, Cabo de Peñas, Villano Sisargas and Estaca de Bares buoys. AVHRR (pathfinder, version 5) and MODIS SST images are processed and distributed by NASA Jet Propulsion Laboratory (JPL) via the PO.DAAC Ocean ESIP Tool (POET; <http://poet.jpl.nasa.gov>). The SST CMS dataset from the Centre de Météorologie Spatiale de Météo-France has been retrieved from the IFREMER ftp website (ftp.ifremer.fr/ifremer/cms/data/analyzed_sst/). We are very grateful to B. Le Cann and Nick Hall for helpful remarks on the manuscript. Many thanks to M. Le Hénaff for helpful discussions at the early stage of this work. We thank the two anonymous reviewers for their constructive remarks. This work is a contribution to the French EPIGRAM project on the Bay of Biscay funded by ANR-BLAN-08-0330_01 and LEFE/INSU/CNRS. G. Herbert PhD's grant is provided by the French ministry of research and education. Support from the Centre National d'Etudes Spatiales through the OST project 'Multisensor Impact assessment in Coastal and Shelf Seas', from the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) and from the Institut des Sciences de l'Univers (INSU) is acknowledged.

Appendix A. Impact of the inclination of altimetry tracks on the zonal current estimate

The impact of the inclination of the tracks on the estimates of the zonal along-shore current is assessed here using the simulation. We first compute the average of the geostrophic velocity anomalies over the three closest points to the Peñas and Bares buoys along the synthetic tracks. We then repeat the calculation for two other virtual tracks in the simulation presenting a strict north-south direction and each intercepting the coast at a buoy location (Fig. 16, blue line). The geostrophic velocities estimated from the SLA along these two tracks are therefore strictly zonal. The comparison between the averaged velocities from the inclined tracks and from the track perpendicular to the coast shows that the inclination of the altimetric tracks with respect to the north-south direction is small enough for the differences between the velocity estimates to be small. The differences can reach 5 to 10 cm/s at specific dates and can be negligible at other dates when the real current is mostly zonal. However, the simulation suggests that these differences cannot explain the discrepancies between altimetric GCA and the surface zonal current at the buoy. The difference of inclination between the tracks of Jason1 and of TOPEX/Poseidon does not induce misfits that are large enough to explain the differences that we observe at cross-over points in the altimetric data.

References

Alvarez-Fanjul, E., Alfonso, M., Ruiz, M.I., Lopez, J.D., Rodriguez, I., 2003. The Deep Water Network, In: Dahlin, H. (Ed.), 69th ed. Building the European Capacity in Operational Oceanography, vol. 445. Elsevier, New York, pp. 398-402.

Andersen, O.B., Scharroo, R., 2010. Range and Geophysical Corrections in Coastal Regions and Implications for Mean sea Surface Determination. In: Vignudelli, S., et al. (Ed.), Coastal Altimetry. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 103-145. doi:10.1007/978-3-642-12796-0_5.

AVELMOR, 2002. Développement d'une Analyse de Température de Surface de la mer à Échelle Fine au Centre de Météorologie Spatiale de Météo-France. Rapport final, 91 pp.

AVISO, 1996. Handbook for Merged TOPEX/POSEIDON Products, AVI-NT-02-101-CN, Edition 3.0.

Birol, F., Cancet, M., Estournel, C., 2010. Aspects of the seasonal variability of the Northern Current (NW Mediterranean Sea) observed by altimetry. Journal of Marine Systems 81297-81311.

Caballero, A., Pascual, A., Dibarboure, G., Espino, M., 2008. Sea level eddy kinetic energy variability in the Bay of Biscay, inferred from satellite altimeter data. Journal of Marine Systems 72, 116-134. doi:10.1016/j.jmarsys.2007.03.011.

Carrère, L., Lyard, F., 2003. Modelling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing — comparisons with observations. Geophysical Research Letters 30 (6), 1275.

Chambers, D.P., Hayes, S.A., Ries, J.C., Urban, T.J., 2003. New TOPEX sea state bias models and their effect on global mean sea level. Journal of Geophysical Research 108 (C10), 3305. doi:10.1029/2003JC001839

A

Cipollini, P., et al., 2010. The Role of Altimetry in Coastal Observing Systems. In: Hall, J., Harrison, D.E., Stammer, D. (Eds.), Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society, Vol. 2. ESA Publication WPP-306, Venice, Italy. 21-25 September 2009.

Coelho, H.S., Neves, R.R., Leitaó, P.C., Martins, H., Santos, A.P., 1999. The slope current along the western European margin: a numerical investigation. Boletín del Instituto Español de oceanografía 15 (1-4), 61-72.

Frouin, R., Fuiza, A.F., Ambar, I., Boyd, T.J., 1990. Observations of a Poleward Surface Current off the coasts of Portugal and Spain during the winter. Journal of Geophysical Research 95, 679-691.

García-Soto, C., Pingree, R., Valdés, L., 2002. Navidad development in the southern Bay of Biscay: climate change and swoddy structure from remote sensing and in-situ measurements. Journal of Geophysical Research 107 (C8). doi:10.1029/2001JC001012.

Gaspar, P., Grégoris, Y., Lefevre, J.-M., 1990. A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing: tests at station papa and long-term upper ocean study site. Journal of Geophysical Research 95 (C9), 16,179-16,193. doi:10.1029/JC095C09p16179.

Gaspar, P., Ogor, F., Le Traon, P.-Y., Zanife, O.-Z., 1994. Estimating the sea state bias of the TOPEX and POSEIDON altimeters from crossover differences. Journal of Geophysical Research 99 (C12), 24,981-24,994. doi:10.1029/94JC01430.

Haynes, R., Barton, E.D., 1990. A poleward flow along the Atlantic coast of the Iberian Peninsula. Journal of Geophysical Research 95, 11425-11441.

Huthnance, J.M., 1984. Slope currents and "JEBAR". Journal of Physical Oceanography 14, 795-810.

Large, W.G., Yeager, S.G., 2004. Diurnal to Decadal Global Forcing for Ocean and Sea-ice Models: The Data Sets and Flux Climatologies. Technical Report TN-460 + STR NCAR, 105 pp.

Le Cann, B., Serpette, A., 2009. Intense warm and saline upper ocean inflow in the southern Bay of Biscay in autumn-winter 2006-2007. Continental Shelf Research 29, 1014-1025. doi:10.1016/j.csr.2008.11.015.

Le Hénaff, M., 2008. Évaluation objective de réseaux d'observation en domaine côtier par la modélisation d'ensemble, PhD Thesis, Univ. of Toulouse.

Le Hénaff, M., Roblou, L., Bouffard, J., 2010. Characterizing the Navidad current interannual variability using coastal altimetry. Ocean Dynamics. doi:10.1007/s10236-010-0360-9.

Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. Ocean Dynamics 56, 394-415. doi:10.1007/s10236-006-0086-x.

Marsaleix, P., Auclair, F., Floor, J.W., Herrmann, M.J., Estournel, C., Pairaud, I., Ulses, C., 2008. Energy conservation issues in sigma-coordinate free-surface ocean models. Ocean Modelling 20, 61-89.

Marsaleix, P., Auclair, F., Estournel, C., 2009. Low-order pressure gradient schemes in sigma coordinate models: the seamant test revisited. Ocean Modelling 30, 169-177.

Obligis, E., Desportes, C., Eymard, L., Fernandes, L., Lazaro, C., Nunes, A., 2010. Tropospheric Corrections for Coastal Altimetry. In: Vignudelli, S., et al. (Ed.), Coastal Altimetry. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 147-175. doi:10.1007/978-3-642-12796-0_5.

Otero, P., Ruiz-Villarreal, M., 2008. Wind forcing of the coastal circulation off north and northwest Iberia: Comparison of atmospheric models. Journal of Geophysical Research 113, C10019. doi:10.1029/2008JC004740.

Otero, P., Ruiz-Villarreal, M., Peliz, A., 2008. Variability of river plumes off Northwest Iberia in response to wind events. Journal of Marine Systems 72, 238-255.

Pairaud, I.L., Lyard, F., Auclair, F., Letellier, T., Marsaleix, P., 2008. Dynamics of the semi-diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. Part 1: barotropic tides. Continental Shelf Research 28, 1294-1315. doi:10.1016/j.csr.2008.03.004.

Peliz, A., Dubert, J., Haidvogel, D.B., Le Cann, B., 2003. Generation and unstable evolution of a density-driven Eastern Poleward Current: the Iberian Poleward Current. Journal of Geophysical Research 108 (C8), 3268. doi:10.1029/2002JC001443.

Pichon, A., Corréard, S., 2006. Inertial tides modelling in the Bay of Biscay. Comparisons with observations. Scientia Marina, Oceanography of the Bay of Biscay 70S1, 65-88.

Pingree, R.D., Le Cann, B., 1989. Celtic and Armorican slope and shelf residual currents. Progress in Oceanography 23, 303-338.

Pingree, R.D., Le Cann, B., 1990. Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region. Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom 70, 857-885.

Pingree, R.D., Le Cann, B., 1992. Anticyclonic eddy X91 in the Southern Bay of Biscay, May 1991 to February 1992. Journal of Geophysical Research 97 (C9), 14,353-14,367.

Reffray, G., Levier, B., Marsaleix, P., Lazure, P., Garnier, V., 2008. Intercomparaison de Modèles sur le Golfe de Gascogne Pour l'année 2004. Rapport d'activités MERCATOR-Océan. 99 pp.

Roblou, L., Lamouroux, J., Bouffard, J., Lyard, F., Le Hénaff, M., Lombard, A., Marsaleix, P., De Mey, P., Birol, F., 2010. Post-Processing Altimeter Data Toward Coastal Applications and Integration into Coastal Models. In: Vignudelli, S., et al. (Ed.), Coastal Altimetry. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 217-246. doi:10.1007/978-3-642-12796-0_5.

Torres, R., Barton, E.D., 2006. Onset and development of the Iberian poleward flow along the Galician coast. Continental Shelf Research 26, 1134-1153.

Van Haken, H.M., 2002. Surface currents in the Bay of Biscay as observed with drifters between 1995 and 1999. Deep-Sea Research Part I 49, 1071-1086.

Vignudelli, S., Cipollini, P., Roblou, L., Lyard, F., Gasparini, G.P., Manzella, G., Astraldi, M., 2005. Improved satellite altimetry in coastal systems: case study of the Corsica Channel (Mediterranean Sea). Geophysical Research Letters 32, L07608.

Wahr, J.M., 1985. Deformation induced by polar motion. Journal of Geophysical Research 90 (B11), 9363-9368.

Conclusion de la partie II

Dans cette partie, nous nous sommes focalisés sur l'une des techniques d'observation actuelle de la dynamique océanique: l'altimétrie. Après avoir mis en évidence les difficultés rencontrées pour obtenir un jeu de données exploitable pour l'étude de la dynamique côtière, nous avons présenté les méthodes de post-traitement réalisées par la chaîne XTRACK permettant de répondre à cette problématique. J'ai présenté ensuite mon travail qui a consisté à évaluer la capacité d'un jeu de données altimétriques « côtier » issu de cette chaîne à identifier la circulation sur le talus du sud du Golfe de Gascogne durant l'hiver 2004. En particulier, nous nous sommes intéressés à l'IPC, processus majeur, caractéristique de la circulation hivernale du Golfe de Gascogne et souvent étudié pour ses variations saisonnières à interannuelle à partir d'images satellite de SST. En 2004, la variabilité de l'IPC est caractérisée par des pulses sur quelques jours. L'étude de la variabilité à quelques jours est permise ici car nous utilisons les données TOPEX/Poséidon et Jason-1 durant la mission tandem, c'est-à-dire tandis que les deux satellites volent simultanément, les traces de TOPEX/Poséidon passant entre celles de Jason-1. La résolution spatiale et temporelle est donc accrue par rapport à la situation d'un seul satellite. Néanmoins, l'analyse des données le long des traces à chaque cycle (sans filtrage temporel) reste un réel défi, qui, à notre connaissance, n'a été que très peu abordé jusqu'à présent (voir étude de [Vignudelli et al., 2005](#) en Méditerranée).

L'altimétrie, un complément aux observations in situ

L'utilisation combinée de plusieurs outils (observation, modèle, images satellite SST) a permis de révéler plus nettement l'apport et la qualité de l'information fournie par l'altimétrie. Ainsi, nous avons montré que l'altimétrie était capable de détecter les variations haute fréquence de l'IPC, aussi bien temporelle (par la détection de pulses de courant) que spatiale (détection des variations de la position de la veine de courant par rapport à la côte). Cela a permis de mettre en évidence l'information supplémentaire que peut fournir l'altimétrie pour l'observation de la dynamique de l'IPC, du fait de son échantillonnage spatial qui constitue un avantage non-négligeable en comparaison des mesures fournies par les observations in situ, locales et peu nombreuses dans la zone à cette période. Ainsi, les données de courant de surface aux bouées ont permis d'estimer la pertinence des signaux observés dans l'altimétrie. Toutefois, le nombre d'observations in situ à notre disposition pour cette période reste insuffisant pour pouvoir valider de façon exhaustive le signal altimétrique.

Limites liées aux alias résiduels

Néanmoins, l'altimétrie a également montré ses limites (inconsistances entre certains signaux altimétriques) qui supposent la nécessité de traitements supplémentaires visant à améliorer la qualité des corrections appliquées aux mesures altimétriques dédiées à l'étude en zone côtière. Dans le cadre de cette étude, nous suggérons que les différences observées aux points de croisement soient partiellement

dues à des différences dans les corrections géophysiques, amplifiées à l'approche des côtes. En effet, les corrections ne sont pas estimées à partir du même instrument ou de la même méthode pour les satellites TOPEX/Poséidon et Jason-1 (voir par exemple la discussion dans [Tran et al., \(2010\)](#), pour le biais d'état de mer). Ainsi, la figure II.14 illustre les différences que l'on peut observer entre les corrections de troposphère humide appliquées à deux traces consécutives Jason-1 et TOPEX/Poséidon. Les biais sur les mesures peuvent également provenir de la variabilité spatio-temporelle des corrections elles-mêmes (illustrée par la Fig. II.15) et des incertitudes dans les corrections géophysiques appliquées à chaque satellite. De plus, dans notre cas, nous n'appliquons pas de filtre temporel, la variabilité haute fréquence de ces erreurs sur les corrections n'est donc pas non plus filtrée. Discriminer le « bruit » du signal dynamique reste un objectif ambitieux pour les signaux de petites échelles. En effet, il est très difficile de distinguer, avec certitude, une fréquence associée à un phénomène océanique physique d'une fréquence provenant d'un alias résiduel. Pourtant, il serait intéressant de pouvoir caractériser les incertitudes dans les corrections géophysiques et leur impact sur la circulation géostrophique déduite de la mesure altimétrique. Cela constituera probablement l'un des défis à relever dans les années qui viennent.

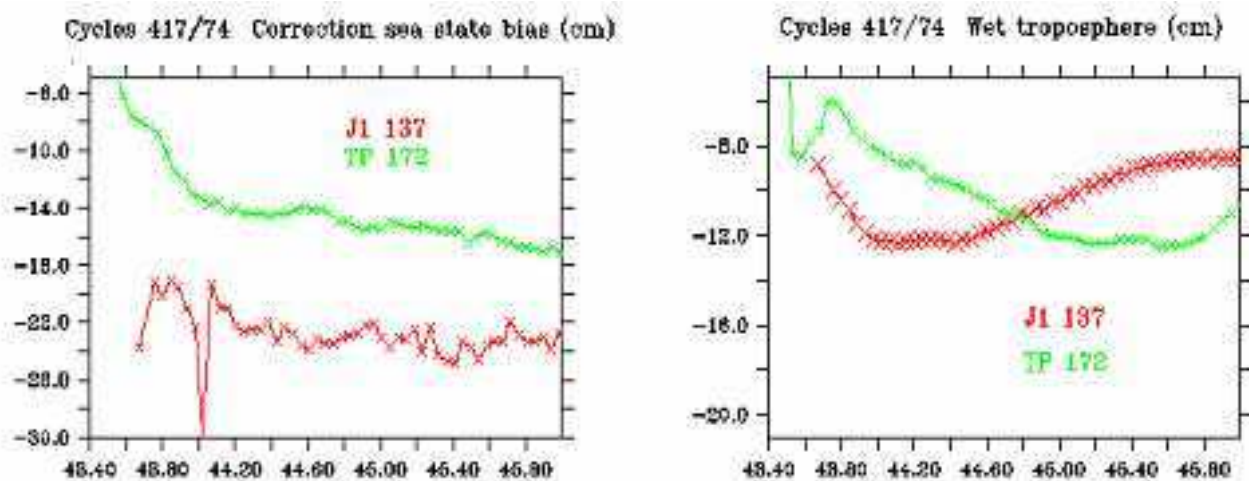


Fig. II.14 - Comparaison des corrections du biais d'état de mer et de la troposphère humide pour les cycles 417/74 (~ Jan. 12, 2004) entre les traces T/P et Jason-1 à proximité de la côte (43.4°N – 46°N).

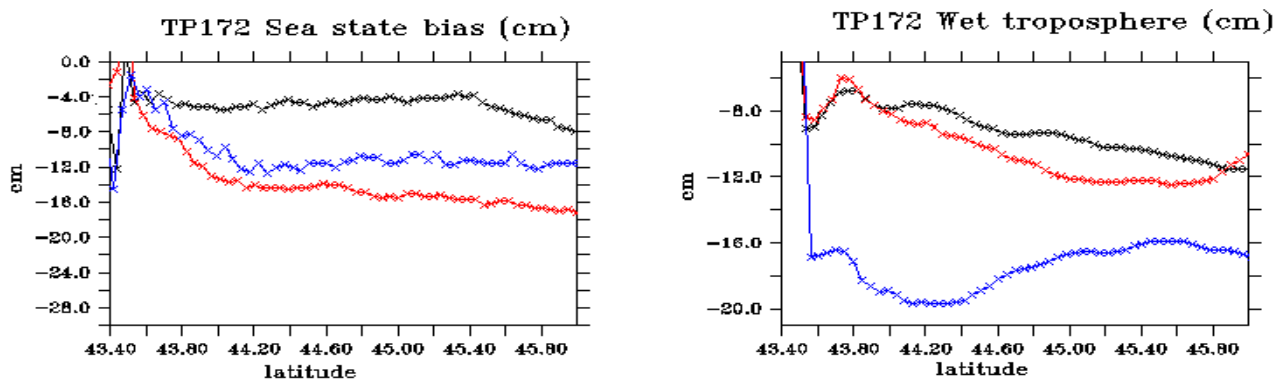


Fig. II.15 - Correction du biais d'état de mer (gauche) et de la troposphère humide (droite) pour trois cycles consécutifs le long de la trace T/P 172 (416 : 5 janvier 2004, 417 : 15 janvier 2004 et 418 : 25 janvier 2004), à proximité de la côte (43.4°N - 46°N).

Limites liées à l'échantillonnage spatial et temporel

Outre une amélioration qualitative de la donnée altimétrique, le large spectre de variabilité du signal océanique en zone côtière nécessite une meilleure couverture spatiale et temporelle de la donnée altimétrique, notamment dans les derniers kilomètres avant le trait de côte, à l'intérieur du rayon interne de Rossby. Actuellement, ce type de produits à haute fréquence (10/20 Hz) est distribué par la chaîne de traitement XTRACK mais cette solution était encore à l'état exploratoire lorsque nous avons débuté notre étude. Nous avons donc utilisé des données le long des traces échantillonnées à 1 Hz, ce qui correspond environ à une donnée tous les 6 km. Puisque l'IPC a une largeur de 25 à 40 km, cet échantillonnage peut sembler satisfaisant. L'analyse des données altimétriques nous a effectivement montré que la signature du courant en surface y était plutôt bien détectée. Néanmoins, l'utilisation d'un échantillonnage à plus haute fréquence associé à un filtrage adapté devrait permettre de distinguer de manière plus précise les variations spatiales de la signature en surface du courant et de façon plus générale des phénomènes physiques côtiers de petite échelle. A titre d'exemple, lors des comparaisons altimétrie-bouée, nous avons confronté le courant de surface fourni par les bouées avec la moyenne des vitesses géostrophiques estimées à partir de l'altimétrie, aux 3 points les plus proches de la latitude de la bouée. La moyenne a été réalisée afin de contourner soit le manque de données valides à la latitude précise de la bouée soit pour prendre en compte l'écart entre la localisation de la trace et celle de la bouée.

Une autre limite de la mesure altimétrique repose sur le fait qu'elle ne peut fournir qu'une seule composante du courant géostrophique, perpendiculaire à la trace ce qui rend d'autant plus difficile la comparaison avec les mesures de la vitesse de surface 'totale' fournies par les observations in situ, peu nombreuses.

Vers les futures missions altimétriques

Passer outre ces limites ouvre la voie au développement de nouvelles méthodologies répondant aux contraintes de l'environnement côtier. Les futurs satellites devront notamment fournir de meilleures couvertures spatiale et temporelle afin d'améliorer les mesures près des côtes ou l'observation des phénomènes à méso-échelle. À moyen terme, les futures missions altimétriques s'orientent vers des satellites altimétriques capables de "balayer" la surface océanique pour améliorer la résolution spatiale (jusqu'à des échelles de l'ordre de quelques kilomètres) et la résolution temporelle (passant au-dessus de mêmes points terrestres en quelques jours), permettant ainsi d'améliorer les mesures près des côtes. C'est le défi de la mission SWOT (**S**urface **W**ater and **O**cean **T**opography) et du nouveau concept de capteur qu'elle embarquera, l'instrument KaRIN (**Ka**-band **R**adar **I**Nterferometer – radar interféromètre en bande Ka). Le satellite pourrait inclure plusieurs altimètres montés sur des bras, ce qui permettrait d'obtenir simultanément plusieurs mesures qui, seules ou combinées, fourniraient une couverture spatiale très étendue de façon continue. Un autre moyen d'augmenter la résolution spatiale et d'améliorer la précision de ces mesures est l'utilisation simultanée de plusieurs satellites en constellations. Ainsi, l'ESA propose la mise en place d'une constellation de satellites appelée « Sentinel » pour surveiller le « système terre ». L'utilisation de « signaux d'opportunité » est également envisagée, avec la possibilité de récupérer des signaux transmis par les satellites dans le cadre du système de navigation globale par satellite (**G**lobal **N**avigation **S**atellite **S**ystem, GNSS). L'amélioration de la précision de la mesure près des côtes passe également par le développement de technologies visant à réduire les erreurs sur la mesure. Ainsi, des projets à l'étude sont basés sur ce principe. C'est le cas par exemple de l'altimètre AltiKa, développé par le CNES, qui utilise la bande Ka, moins affectée par les perturbations ionosphériques qu'un altimètre en bande Ku (utilisée pour TOPEX/Poséidon). Ceci permettra d'obtenir des mesures plus près des terres et ainsi de mieux échantillonner la dynamique côtière. De nombreuses améliorations potentielles pour les mesures sur les océans, les zones côtières et les eaux intérieures pourront également être réalisées par l'utilisation de l'altimétrie SAR/Doppler qui diffère de l'altimétrie radar classique par le fait qu'elle traite de façon cohérente des groupes d'impulsions transmis. La largeur de bande Doppler est utilisée entièrement pour exploiter au mieux le signal réfléchi par la surface. Le satellite Sentinel-3 embarquera un altimètre opérant en mode SAR/Doppler.

Apport du modèle

Puisque les observations in situ et de température dont nous avons disposé étaient des observations de surface, nous avons utilisé une simulation numérique afin d'associer aux signaux de surface observés des propriétés de subsurface. Dans une première approche, les variables de surface (SST et courant de surface) ont pu être confrontées aux données de bouée. Les résultats ont montré un bon accord entre les courants simulés et les mesures de courants aux bouées, de même pour la comparaison des champs ALADIN avec les mesures de vent à 10 m. L'analyse des champs de température et de courant de subsurface nous a ainsi aidés à l'interprétation des signaux observés par l'altimétrie. Le modèle a ainsi été utilisé tel un 'interpolateur' des signaux de surface vers la subsurface et vers les variables non

observées (telle que la salinité). L'analyse des conditions en vent, température et courant aux frontières ouvertes sud tendent à confirmer l'interprétation des pulses vers l'est comme la signature de l'IPC.

Paramètres du modèle à ajuster

Cependant, l'étude nous a également permis de mettre en lumière certains paramètres qui semblent influencer de manière non négligeable la dynamique du courant de pente et qu'il s'avère nécessaire d'ajuster, de préciser, voire de corriger. Parmi eux, la précision de la bathymétrie. En effet, à l'issue de comparaisons entre les hauteurs de mer à la côte fournies par notre modèle et celles issues des données altimétriques, nous avons pu constater l'influence de la bathymétrie sur la localisation de la veine de courant par rapport à la côte. Ceci illustre l'apport de l'altimétrie non pas uniquement en termes de connaissances de processus côtiers mais également dans un contexte d'amélioration des modèles numériques côtier. Ainsi, une modélisation précise du courant exigerait donc que la connaissance de la bathymétrie et sa représentation dans le modèle le soit aussi. Sur ce dernier point, des développements récents ont abouti à la définition et introduction dans le modèle SYMPHONIE de nouvelles coordonnées verticales (lagrangiennes) qui sont en attente d'être testées dans le Golfe de Gascogne mais qui devraient conduire à une amélioration de la représentation du courant de pente dans le modèle (P. Marsaleix, com. pers.).

Les conditions aux frontières ouvertes de notre modèle constituent également une source d'erreur éventuelle dans la modélisation de l'IPC. En effet, l'IPC longe les côtes ibériques vers le nord avant de continuer vers l'est le long de la côte nord espagnole. Sa représentation dans notre modèle dépend donc de la qualité des conditions aux frontières sud de notre domaine. Pour la suite de notre étude, nous avons donc choisi d'élargir notre domaine vers le sud afin de limiter la propagation des d'erreurs éventuelles dans l'ensemble du domaine.

Pour la suite...

Ainsi, pour l'étude qui suit, et qui constitue la partie III de ce manuscrit (réponse de l'océan au passage de la tempête Klaus en janvier 2009), nous avons repris l'utilisation de données des bouées de Puertos del Estado, des observations satellites IR de SST et des produits cartographies de SST. Par contre, étant donné les limitations de l'utilisation des données altimétriques pour l'étude des signaux à haute-fréquence (O (quelques jours)) mises en évidence lors de cette étude et attendues en janvier 2009 (période sur laquelle nous avons une résolution spatio-temporelle moindre que durant la phase tandem TOPEX/Poseidon+Jason-1), nous n'avons pas utilisé l'altimétrie. Cependant, nous avons continué à utiliser le modèle SYMPHONIE, mais selon une configuration optimisée (BAOBIS_G1), qui tient compte des conclusions de cette première étude quant aux paramètres à modifier pour espérer une meilleure représentation de la dynamique du Golfe de Gascogne (domaine élargi, version de Symphonie plus récente, forçages aux frontières ouvertes plus précis).

Partie III

Réponse de l'océan au passage de la tempête Klaus à partir d'observations in situ et d'une simulation numérique

Sommaire

Résumé.....	113
<i>Introduction de la partie III.....</i>	<i>115</i>
Chapitre 1 Observations et simulation numérique.....	119
I. Observations.....	119
II. Simulation numérique : BAOBIS_G1.....	126
Chapitre 2 Contexte atmosphérique.....	141
I. Klaus, une tempête exceptionnelle.....	142
II. Chronologie des évènements.....	143
III. Klaus d'après le modèle ALADIN.....	145
Chapitre 3 Réponse de l'océan à la tempête Klaus.....	163
I. Surcote.....	163
II. Réponse en courant.....	173
III. Réponse en température et salinité.....	183
IV. Variations de la CMO.....	204
<i>Conclusion de la partie III.....</i>	<i>214</i>

RESUME :

Cette partie est dédiée à l'étude de la réponse de l'océan à la tempête Klaus du 24 janvier 2009, à partir d'une simulation numérique et d'observations in situ et satellite. L'analyse du contexte atmosphérique à partir des champs du modèle ALADIN de Météo-France (qui forcent notre modèle) a mis en évidence le caractère particulièrement intense et rapide de la tempête. Elle s'est accompagnée de pluies intenses ainsi que de vents violents associés à une baisse rapide de la pression atmosphérique, préférentiellement localisés sur la partie sud et sud-est du Golfe de Gascogne.

La réponse océanique au passage de la tempête est ensuite analysée au moyen de notre simulation numérique et d'observations in situ et satellite. J'ai ainsi caractérisé la réponse en température et salinité et les processus de mélange associés, la réponse en courant de surface et le phénomène de surcote. Les résultats ont mis en évidence l'importance des conditions initiales de mélange ainsi que l'impact des propriétés de subsurface, notamment de par la présence du courant de pente, spécifique de notre zone d'étude. Le réalisme du modèle a été vérifié par confrontation à des observations satellites et in situ. Nous présentons pour cette étude une configuration du modèle optimisée par comparaison à celle utilisée dans l'étude de l'Iberian Poleward Current. Une partie des tests de paramétrisations que nous avons réalisés, visant à améliorer le réalisme du modèle, sont décrits.

Introduction de la partie III

Cette partie est consacrée à l'étude de la réponse de l'océan au passage de la tempête Klaus qui a touché les côtes françaises et espagnoles le 24 janvier 2009, générant de nombreux dégâts. Selon la définition de Météo-France, une tempête est désignée comme « une zone étendue de vents violents générés par un système de basses pressions ». Plus précisément, la dépression est qualifiée de « tempête » lorsque les rafales de vent qui lui sont associées approchent les 100km/h dans l'intérieur des terres et 120km/h sur les côtes. En particulier, on appelle « cyclone extra-tropical » « tout système dépressionnaire se développant à des latitudes extérieures aux régions tropicales qui se manifeste à une échelle spatio-temporelle supérieure aux échelles moyennes, en particulier à l'échelle subsynoptique ou à l'échelle synoptique » (source : [Météo France](#)). Ils évoluent le long du front polaire qui sépare les masses d'air polaire froides des masses d'air subtropicales chaudes. Peu d'études, à ma connaissance, ont été menées sur la réponse des cyclones extratropicaux dans le Golfe de Gascogne. Par contre, nombre d'études ont été faites dans le but de comprendre les différents aspects de la réponse océanique aux cyclones tropicaux (e.g [Price, 1981](#) ; [Ginis, 1995](#) ; [Jacob et al., 2000](#)). Cette dernière diffère légèrement de la réponse engendrée par un cyclone extra-tropical puisque les cyclones tropicaux puisent leur énergie dans le gradient de SST présent à la surface de l'océan. On peut tout de même retrouver des traits en commun et une physique similaire. Je pense notamment aux mécanismes qui découlent de l'interaction entre les vents et la surface de l'océan. En effet, lors d'un cyclone, les vents intenses sont à l'origine d'un important mélange vertical ([D'Asaro et al., 2007](#)) de part la génération de mouvements proches inertiels, qui sont l'une des principales sources de turbulence de subsurface (générés par des vents forts qui varient selon des échelles de temps proche de la fréquence inertielle), d'ondes internes, de houle, et de mélange diapycnal. La couche océanique concernée par le mélange vertical est appelée « couche de mélange » (ou CMO : **Couche Mélangée Océanique**). En réalité, la couche de mélange est rarement parfaitement mélangée mais contraste fortement avec la thermocline où les gradients verticaux sont importants. Sa profondeur, qui varie de quelques mètres à quelques centaines de mètres, dépend de l'intensité du brassage superficiel. Elle peut être définie d'un point de vue dynamique (couche de maximum de mélange turbulent) ou d'un point de vue thermodynamique (couche homogène en température, salinité, et/ou densité). La définition de cette profondeur est importante car selon le critère choisi, les profondeurs déterminées peuvent différer de manière significative. Dans cette thèse, la profondeur de la CMO est définie grâce à un critère en densité. Des études réalisées avec des modèles océaniques (p.ex. [Srifer et al., 2010](#)) ont montré que les cyclones tropicaux pouvaient induire un mélange vertical qui atteint des profondeurs de 250 m. Bien qu'un tel mélange constitue une réponse locale à un évènement très ponctuel, des études ont montré son rôle à l'échelle plus globale. [Emmanuel \(2001\)](#) et [Srifer et Huber \(2007\)](#) par exemple, ont démontré que ce mélange vertical pouvait avoir des impacts importants sur le climat global en contribuant au transport océanique de chaleur vers les pôles. Le plus souvent, l'approfondissement de la couche de mélange sous l'effet de l'augmentation du mélange vertical génère un refroidissement de surface, un réchauffement en subsurface et des variations superficielles de salinité. Concernant le refroidissement de surface, outre l'augmentation de la

turbulence par la tension du vent, d'autres mécanismes peuvent intervenir tels que la génération d'upwelling (due aux vents qui soufflent dans des directions opposées au sud et nord de l'« œil » d'un cyclone), ou encore le refroidissement via les flux de chaleur atmosphériques. L'ensemble de ces mécanismes est résumé sur le schéma présenté en Figure III.1. Ainsi, des refroidissements jusqu'à 6°C sont reportés dans des études portant sur les cyclones tropicaux (e.g. Price, 1981 ; Black and Dickey, 2008 ; Zheng et al., 2008). Cependant, le refroidissement associé au passage d'une tempête est un phénomène complexe qui dépend de nombreux facteurs. Large et al., (1994) par exemple, montrent que le degré de refroidissement qui a lieu durant deux tempêtes différentes peut varier même si le stress du vent durant ces deux tempêtes est similaire. Pollard et al. (1973) quant à eux, expliquent comment la réponse de l'océan à un forçage en vent stable dépend de la force du vent, de la stratification ambiante, et du paramètre de Coriolis (réponse plus marquée quand le stress du vent tourne à la même fréquence que l'inertielle). Price (1981) et des auteurs avant lui, mettent en évidence une asymétrie spatiale dans la réponse en SST avec une réponse beaucoup plus marquée à droite de l'axe de translation du cyclone (les observations sont toutes faites dans l'hémisphère nord). Le processus invoqué par Price (1981) est le suivant : un point de l'océan situé à droite de l'axe du cyclone voit, pendant le passage du cyclone, les vents tourner vers la droite. Pour des vitesses de déplacement typiques de cyclone (quelques m/s), un couplage se produit alors entre la tension du vent et les courants inertiels eux mêmes générés par le vent ; cela produit une asymétrie sur les courants et en conséquence sur le champ de cisaillement vertical des courants. Il s'ensuit une asymétrie sur la turbulence et donc sur la SST. La génération d'upwelling peut renforcer ce mécanisme en amincissant la couche de mélange. Cependant Price (1981) montre que la réponse de l'océan au passage d'un cyclone dépend de la vitesse de déplacement (U_c) du cyclone. Par exemple, pour des cyclones lents ($U_c < 4$ m/s), le processus lié à l'upwelling est significatif mais il devient négligeable pour des cyclones plus rapides. Enfin la taille et l'intensité sont aussi des propriétés d'un cyclone déterminantes sur la réponse océanique qu'il va induire. Les conditions initiales en stratification sont bien évidemment tout aussi essentielles. Par exemple, les observations de Zheng et al. (2008) durant le passage du typhon Hai-Tang en 2005 dans le Pacifique Nord, montrent que le refroidissement se produit principalement dans des 'patches' à droite de la trajectoire du typhon et qui correspondent à des structures cycloniques identifiées sur des cartes altimétriques. Les vents forts apparaissent donc comme une condition nécessaire mais non suffisante pour un refroidissement épisodique de la couche de mélange.

Les vents forts associés au passage d'une tempête sont également responsables de « surcote marine ». Il s'agit d'une élévation anormale du niveau de la mer, au-dessus de la marée astronomique prévue (Bouligand et Pirazolli, 1999) suite à l'accumulation d'eau à la côte. D'autres facteurs que le vent interviennent dans ce phénomène : la pression atmosphérique (par effet de baromètre inverse), les vagues (effet de 'wave setup'), ainsi que l'accumulation d'eaux fluviales. Ce phénomène sera décrit plus en détail dans la section I du chapitre 3.

La réponse océanique à de tels évènements est particulièrement difficile à observer et à modéliser du fait des fines échelles temporelles et spatiales concernées. Une part importante de mon travail a été

accordée à l'amélioration des performances de ma configuration du modèle avec la réalisation de tests sur les paramétrisations. On se pose également la question de la pertinence des réseaux d'observations en termes de localisation, de répartition spatiale et d'échantillonnage temporel. Sont-ils adaptés pour l'observation de tels phénomènes ainsi que pour un contexte de validation de modèle numérique ?

Dans cette partie, nous commencerons dans un premier chapitre par décrire l'ensemble des observations in situ et satellites que nous avons utilisés pour l'étude de la réponse à la tempête Klaus ainsi que certains points concernant notre simulation numérique. En particulier, nous consacrerons un paragraphe aux différents tests de paramétrisation réalisés sur notre modèle. Afin de mieux comprendre et d'expliquer l'ampleur du phénomène qui a touché les littoraux français et espagnols ce 24 janvier 2009, on propose dans un second chapitre de revenir sur les conditions atmosphériques observées lors de cet évènement puis de le caractériser en analysant les variables atmosphériques fournies par le modèle ALADIN de Météo-France, qui forcent notre modèle océanique. Enfin dans un troisième et dernier chapitre nous analyserons la réponse océanique à la tempête au moyen de notre simulation numérique et des observations satellites et in situ décrites au chapitre I. Nous aborderons deux aspects : l'un concerne le réalisme du modèle, par la confrontation avec les observations. L'autre vise l'aspect 'physique intrinsèque du modèle' établi en réponse aux forçages.

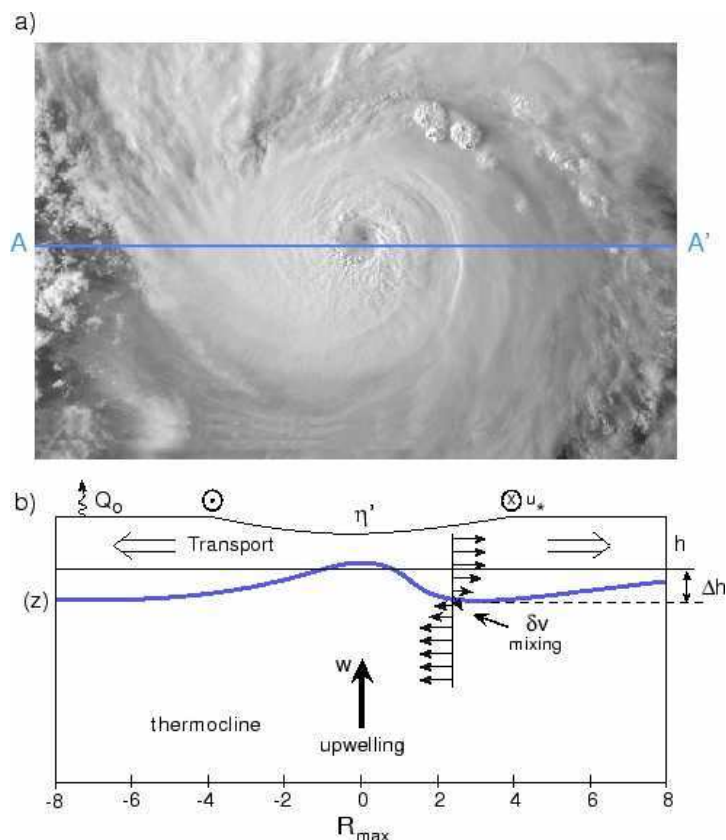


Fig. III.I - Schéma représentant les différents processus physiques induits par le cyclone sur l'océan dans l'hémisphère nord (extrait de : <http://www.cnrm.meteo.fr/>).

Chapitre 1

Observations in situ et simulation numérique

I. Observations

I.1 Température de surface (SST)

I.1.1 AVHRR/MODIS

Dans le cadre de cette étude nous avons utilisé les champs journaliers haute résolution (4 km) de SST (données de nuit) issus des capteurs AVHRR et MODIS (Aqua et Terra) disponibles sur le site web du JPL-PODAAC (<http://podaac.jpl.nasa.gov>). Malheureusement, en raison des nuages (opaques au rayonnement IR), le nombre d'images disponibles dans le Golfe de Gascogne durant le mois de janvier 2009 est très limité.

I.1.2 OSTIA

Comme alternative aux données satellites IR nous avons eu recours à un jeu de données issu de l'analyse OSTIA (Stark et al, 2007). OSTIA est un jeu de données globales, développé au Met Office (<http://ghrsst-pp.metoffice.com>) qui fournit des champs journaliers de SST et de glace de mer en temps quasi-réel, couvrant l'ensemble du globe à une résolution de $1/20^\circ$ (~ 6 km). L'analyse est basée sur une méthode d'interpolation optimale qui permet de prendre en compte des données : 1/ de différentes natures (satellites, in situ, avec des profondeurs différentes), 2/ de différents échantillonnages spatio-temporels, 3/ avec différents niveaux d'erreur. L'analyse a été conçue afin de répondre aux besoins des applications nécessitant des échelles temporelles et spatiales de haute résolution, incluant la prédiction numérique globale du temps et les modèles océaniques opérationnels, ainsi que pour préparer aux futurs systèmes globaux de prévision haute résolution. Les produits SST que nous avons récupérés sont obtenus par combinaison de données satellites par infrarouge et micro-

onde et de données in situ. L'analyse fournit une estimation de la température de l'océan à une profondeur permettant de s'affranchir de l'effet des variations diurnes (the 'foundation SST'). A ma connaissance, il n'y a pas d'estimation d'erreur fournie avec les champs de SST.

I.2 Données de bouées

I.2.1 Puertos del Estado.

Pour cette étude, nous avons également continué à utiliser les données des bouées fournies par Puertos del Estado (<http://www.puertos.es/es/index.html>), comme nous l'avons fait pour la comparaison avec les données altimétriques (cf. partie II). Pour rappel, les bouées sont situées le long de la côte nord espagnole (Alvarez-Fanjul et al., 2003) : Cabo de Peñas ($43^{\circ}44'N$, $6^{\circ}10'W$, profondeur : 450 m), Estaca de Bares ($43^{\circ}3.6'N$, $7^{\circ}37.2'W$, profondeur : 382 m), Villano Sisargas ($43^{\circ}29.4'N$, $9^{\circ}12.6'W$, profondeur : 386m) ainsi qu'une quatrième bouée située plus à l'est : Bilbao Vizcaya ($43.64^{\circ}N$, $3.05^{\circ}W$, profondeur : 600 m), à une distance de 2 km de la côte (Fig. III.2). Nous avons utilisé les données de température de surface et les courants (direction et intensité) mesurés à 3m sous la surface, ainsi que les vents (direction et vitesse), mesurés à 3m au-dessus de l'océan, pour la période janvier-février 2009. Les courants ont été filtrés du signal de marée à partir des prédictions et des analyses harmoniques de marée basées sur le code de Puertos del Estado (filtrage réalisé par C. Maraldi dans le cadre de son post-doc MyOcean au LEGOS et à MERCATOR).

I.2.2 AZTI

Des données issues de deux mouillages nous ont également été fournies par AZTI-Tecnalia (www.azti.es), un centre technologique spécialisé sur les secteurs des sciences marines et de l'alimentaire, situé au Pays Basque espagnol. J'ai eu l'opportunité de travailler sur ces données dans le cadre d'une collaboration avec A.Rubio et J.Mader d'AZTI. Cette collaboration a été permise grâce aux échanges entre les différents groupes de recherche qui ont lieu dans le cadre du projet EPIGRAM, dans lequel s'inscrit ma thèse. J'ai donc eu l'opportunité de passer une semaine au centre de San Sebastian d'AZTI afin de récupérer les données, les codes et de discuter avec les différents chercheurs ou étudiants impliqués dans l'analyse de ces données. Les bouées sont situées sur la côte basque : à Matxitxako ($43.60^{\circ}N$, $2.69^{\circ}W$) à 450 m de fond et à Donostia ($43.56^{\circ}N$, $2.03^{\circ}W$) à 550 m de fond (Fig. III.2). Elles sont équipées de capteurs météorologiques et océanographiques qui mesurent la température et la pression de l'air, l'intensité et la direction des vents, ainsi que les courants de surface. Ajouté aux capteurs de surface, un ADCP (150 kHz) mesure les courants tous les 8 m sur les premiers 200 m de la colonne d'eau. Une chaîne de CTs (**C**onductivity-**T**emperature sensors) le long d'un câble de 200 m fournit également la température et la conductivité à 10, 20, 30, 50, 75, 100 et 200 m. Les données sont obtenues toutes les heures, en temps réel, grâce à une connexion satellite. Dans le cadre de cette étude, nous les avons récupérées sur la période janvier-février 2009. Le traitement des données est décrit dans Rubio et al. (2011) ; je rappelle seulement ici quelques points concernant les incertitudes sur les

mesures. Parmi les erreurs sur les mesures des courants océaniques on distingue celles dues à la dérive horizontale de la bouée de surface sur laquelle l'ADCP est installé. Ces erreurs ont pu être estimées à partir de mesures GPS sur la première année de déploiement des mouillages (2007) ; par la suite, ces mesures ne sont plus disponibles et une correction implicite de l'erreur n'est donc pas réalisable. Les vitesses moyennes associées à cette dérive horizontale sont inférieures à 0.04 m/s mais en de rares occasions (lors de fortes tempêtes par exemple), un très rapide déplacement de la bouée peut être observé sur la période analysée. Dans ce cas, au-delà de 2007, les données sont supprimées. Concernant les séries temporelles de la température et de la salinité, de la même façon, des erreurs peuvent être attendues du fait de l'inclinaison de la ligne de mouillage. Rubio et al. (2011) estiment que les variations moyennes de la position verticale des capteurs CTs n'excèdent pas 4% de leur profondeur nominale. L'analyse des profils de température et salinité ainsi que des vitesses sur la période 2007-2009 a été présentée lors des réunions du projet EPIGRAM et fait l'objet d'une publication sous presse (Rubio et al., 2011).

I.2.3 Météo-France

J'ai également utilisé les données de SST et de température de l'air mesurées aux bouées « Gascogne » et « Brittany » (coopération entre l'Office Météorologique du Royaume Uni et Météo France). La bouée Gascogne est située à 45.5°N et 5.5°W par 4 500 mètres de fond, à 300 km du Bassin d'Arcachon. La bouée Brittany est située plus au nord, à 47.5°N - 8.5°W à 2100 m de fond (Fig. III.2). Chaque bouée est équipée de 2 stations météorologiques qui fournissent des mesures horaires. J'ai ainsi récupéré les données de SST, de température de l'air et de hauteur de vague à la bouée Gascogne, et la SST et la température de l'air à la bouée Brittany.

I.2.4 AGL

La bouée AGL (*Augusto Gonzales de Linares*) est située à 40 km au nord de Santander (43°50.67'N;003°46.20'W, www.boya_agl.st.ieo.es) à environ 2850 m de profondeur (Fig. III.2). La bouée est équipée d'une large gamme de capteurs qui enregistrent les principales variables atmosphériques et océanographiques. Les données sont disponibles sur le site www.boya_agl.st.ieo.es. J'y ai récupéré les données horaires de SST et température de l'air. Cependant, la bouée se serait décrochée durant la tempête Klaus et aurait dérivé vers l'est en direction des côtes Françaises. Nous ne disposons que de peu d'informations sur les erreurs dans les données, mais visiblement la bouée a continué à enregistrer et à émettre (il n'y a pas de discontinuité dans les mesures). J'ai donc choisi de les prendre en compte dans mon analyse, tout en étant prudente quant à l'interprétation des mesures qu'elle fournit.

L'ensemble des données de bouées analysées dans cette partie est récapitulé dans le tableau 5 ci-dessous.

Station	Situation géographique	Hauteur moyenne de la colonne d'eau (m)	Echantillonnage temporel	Nature des données disponibles
Villano	43.5°N, 9.210°W	386 m	horaire	Vel _{surf} , T°Cair, SST, vent, P
Bares	44.065°N, 7.618°W	382 m	horaire	Vel _{surf} , T°C air, SST, vent, P
Peñas	43.74°N, 6.17°W	450 m	horaire	Vel _{surf} , T°air, SST, vent, P
Santander	43.825°N – 3.774°W	~2850 m	horaire	T°Cair, SST.
Bilbao	43.64°N, 3.052°W	~600 m	horaire	Vel _{surf} , T°air, SST, vent, P
Matxixako	43.60° N, 2.69°W	450 m	horaire	Vel, SST, et S, échantillonnés sur la colonne d'eau, vent.
Donostia	43.56°N, 2.03°W	550 m	horaire	Vel, SST, et S, échantillonnés sur la colonne d'eau.
Gascoigne	45.2°N – 5°W	4500 m	horaire	SST, hauteur de vague, T°air.
Brittany	47.5°N – 8.5°W	2100 m	horaire	SST, T°air.

Tab. 5 - Récapitulatif des bouées disponibles, leurs coordonnées géographiques et la nature des données utilisées (avec « Vel », le courant ; « Vel_{surf} », le courant de surface ; T°C , la « température » et « P » la « pression atmosphérique»).

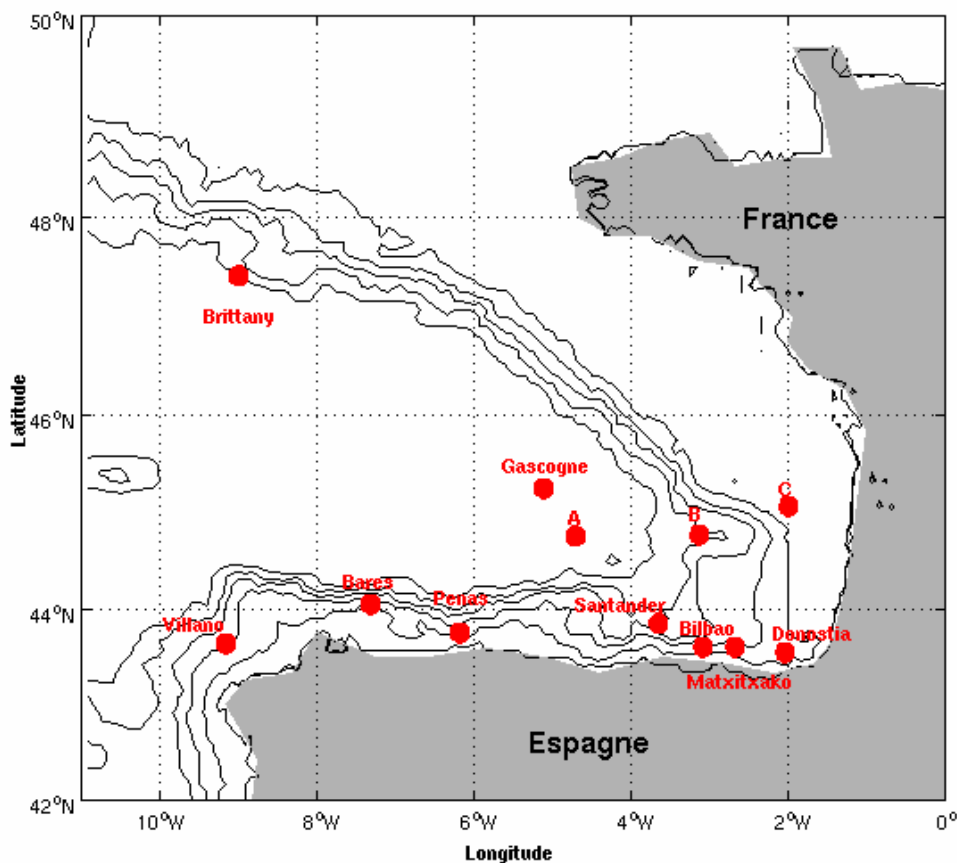


Fig. III.2 - Localisation des bouées de Puertos del Estado (Villano, Bares, Peñas, Bilbao), AZTI (Matxixako, Donostia), AGL (Santander), Météo-France (Gascoigne, Brittany), ainsi que les trois points A (44.5°N – 4.5°W) , B (44.5°N – 2°W) , C (45°N – 3°W), utilisés pour l'analyse des sorties du modèle.

I.3 Profils EN3

Le jeu de données EN3 (Ingleby et al., 2007) est un produit du Hadley Centre (Met Office) librement accessible depuis son site web (<http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/en3/index.html>). Il est constitué d'un ensemble de profils de température et de salinité qui, dans la dernière version disponible à cette date, proviennent des sources suivantes : WODO5 (**W**orld **O**cean **D**atabase 2005), GTSP (**G**lobal **T**emperature-**S**alinity **P**rofile **P**rogram), Argo, ainsi que le projet ASBO (**A**rtic **S**ynoptic **B**asin-wide **O**ceanography). L'ensemble de ces données passe par des procédures automatiques de contrôle de qualité qui ont été développées dans le cadre de différents projets d'assimilation de données dont les projets Européens « ENSEMBLES » et « ENACT » (d'où le « EN » de EN3). La figure III.3 montre la distribution des profils de température et salinité disponibles en Janvier 2009 dans le Golfe de Gascogne. Il est à noter que les profils présentent des échantillonnages différents sur la verticale et n'atteignent pas tous la même profondeur. Concernant la sélection des profils, nous avons suivi la recommandation qui figure sur le site internet d'EN3 et qui est basée sur les flags de qualité en T et S à chaque niveau. Pour la comparaison modèle/données, nous utilisons les points du modèle les plus proches spatialement des points de données et interpolons les champs simulés sur les niveaux verticaux de chaque profil observé. Selon les simulations considérées, les grandeurs du modèle utilisées sont soit des moyennes journalières soit des instantanés horaires (à l'heure d'observation du profil). En plus des comparaisons sur les profils individuels, nous avons défini six régions (Fig III.3) et huit gammes de profondeurs sur lesquelles nous calculons la moyenne et l'écart-type des écarts modèle-données en T et S. Les gammes de profondeur sont indiquées dans le tableau ci-dessous.

1	2	3	4	5	6	7	8
< 5m	5-50 m	50-100 m	100-200 m	200-500 m	500-1000 m	1000-2000 m	>2000 m

Tab. 6 - Gamme des profondeurs sur lesquelles sont moyennés les écarts modèles-données.

Profils EN3 Jan 2009

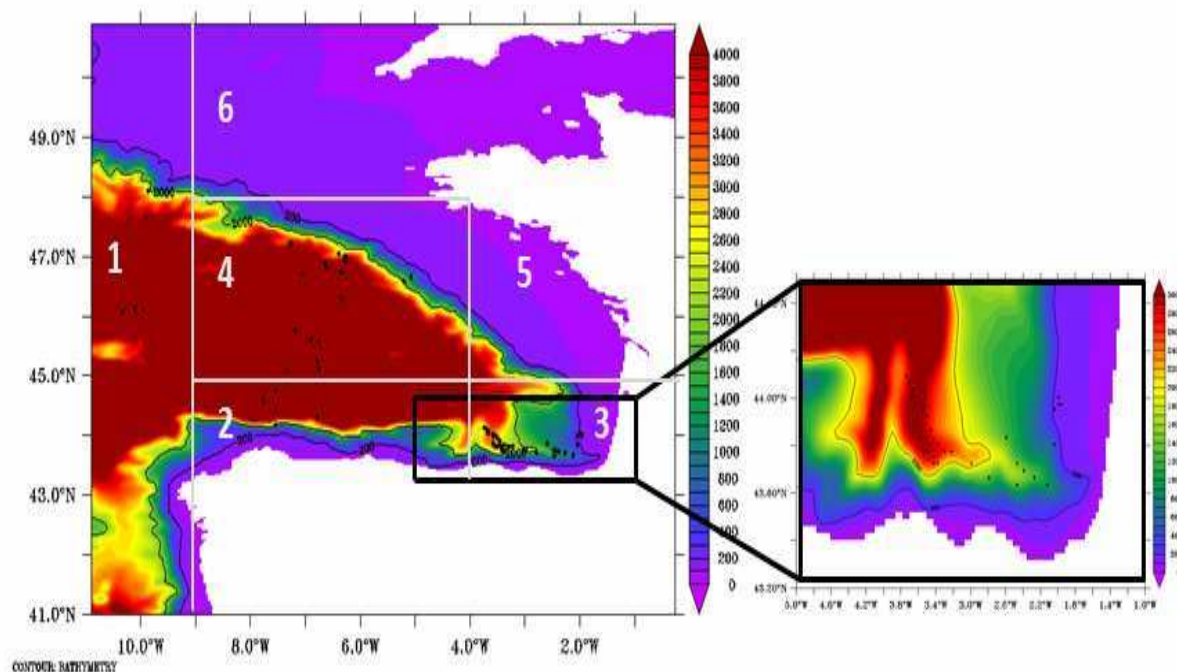



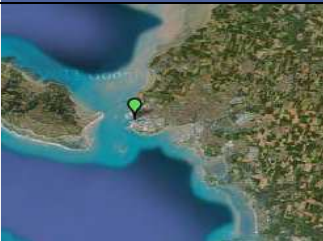



Fig. III.3 - Localisation des profils EN3 (points noirs) dans le Golfe de Gascogne disponibles en Janvier 2009. La carte en couleur représente la bathymétrie ; les contours indiquent les isobathes 200 m et 2000 m. Les six régions sur lesquelles sont moyennés les écarts modèles-donnés sont délimitées par des traits blancs.

I.4 Marégraphes

Afin d'étudier le signal de surcote suite au passage de la tempête Klaus, j'ai récupéré quatre séries marégraphiques : à Arcachon-Eyrac (44.66°N, 1.16°W), La-Rochelle (46.16°N, 1.22°W), Sables d'Olonne (46.5°N, 1.79°W) et Saint Nazaire (47.27°N, 2.2°W) ; cf. Tab. 7), sur le site internet du SONEL (*Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales* : <http://www.sonel.org/>), et fournies par le SHOM (REFMAR). Les données « brutes » des marégraphes du SHOM sont enregistrées toutes les 10 minutes, avec un pas d'intégration de 2 minutes. Les résultats présentés dans cette étude sont basés sur l'analyse des données horaires (exprimées en heures universelles (TU)), calculées à partir de l'interpolation des données à 10 minutes. Les hauteurs d'eau sont exprimées par rapport au zéro hydrographique, qui correspond au niveau des plus basses mers astronomiques. Il s'agit d'un niveau théorique sous lequel le niveau de la mer ne descend que très exceptionnellement. Comme le zéro du nivellement terrestre, le zéro hydrographique est défini par rapport à des repères matériels, situés au voisinage des marégraphes. Ces repères sont cotés les uns par rapport aux autres par nivellement géométrique et ils sont rattachés si possible au système altimétrique légal. Puisque la référence à partir de laquelle sont exprimées les hauteurs d'eau dans le modèle est différente de celle des marégraphes, pour effectuer les comparaisons, la moyenne de hauteur de mer sur le mois de janvier 2009 a été retirée

des observations et du modèle (cf. section II.1.2 du chapitre 3). Par ailleurs, j'ai également récupéré les mesures de pression atmosphérique, acquises à cadence horaire sur chaque marégraphe. Ceci afin de supprimer l'effet du baromètre inverse des mesures de hauteur de mer par les marégraphes (les hauteurs d'eau simulées étant déjà préalablement corrigées de cet effet à partir des champs de pression Aladin utilisés pour forcer le modèle). Enfin, j'ai utilisé le code « detidor » (Lyard, Allain, com. pers. 2011) pour corriger les données de hauteur de mer du signal de la marée astronomique. Ce code corrige du signal de marée en estimant les phases et amplitudes des différents constituants par analyse harmonique. Le nombre de composantes harmoniques prises en compte est fixé à 75 ondes. L'analyse harmonique a été réalisée sur la période du 1^{er} juin 2007 au 31 mars 2009.

Marégraphes	Coordonnées géographiques	Situation	
Saint Nazaire	47.27°N, 2.2°W		
Sables d'Olonne	46.5°N, 1.79°W		
La Rochelle	46.16°N, 1.22°W		
Arcachon-Eyrac	44.66°N, 1.16°W		

Tab. 7 - Liste des marégraphes côtiers utilisés et situation géographique respective.

II Simulation numérique : BAOBIS_G1

II.1 Changement de version du code : de BAOBIS_G0 à BAOBIS_G1

La configuration utilisée pour décrire l'évènement de Janvier 2009 résulte d'un long processus. En effet, au cours de ces trois années et comme je l'ai mentionné dans la partie 1, j'ai changé plusieurs fois de versions du code SYMPHONIE afin de bénéficier des améliorations générales apportées soit à l'environnement du code, soit aux paramétrisations et aspects numériques. La version que j'utilise actuellement est S2010.17.

Parmi les évolutions liées à l'environnement, les changements les plus significatifs ont été pour moi :

- l'évolution de l'organisation des répertoires de travail, de compilation et des fichiers paramètres pour des enjeux de développement communautaire (rapprochement des notations avec les codes NEMO et MARS). Cette version permet de faire tourner SYMPHONIE en parallèle et offre la possibilité de forcer avec les champs ECMWF (adaptation des routines de lecture) ;
- la parallélisation du code. J'ai pu apprécier le gain en rapidité de calcul de la version parallèle dans les simulations effectuées au cours de la dernière année de ma thèse (sur 8 processeurs).

Parmi les évolutions de schémas numériques et/ou paramétrisations :

- des changements de représentation de l'équation d'état ;
- des changements du schéma d'advection des traceurs.

Je présente ci-dessous deux changements qui ont eu un impact majeur sur mes simulations : un changement sur le schéma numérique d'advection des traceurs et un changement sur la paramétrisation de l'équation d'état.

II.1.1 Schéma d'advection des traceurs

Dans les simulations issues des premières versions de SYMPHONIE que nous avons utilisées, nous avons remarqué des 'irrégularités' dans les champs de température (T) et de salinité (S) au-dessus des talus, dans les zones de fortes pentes.

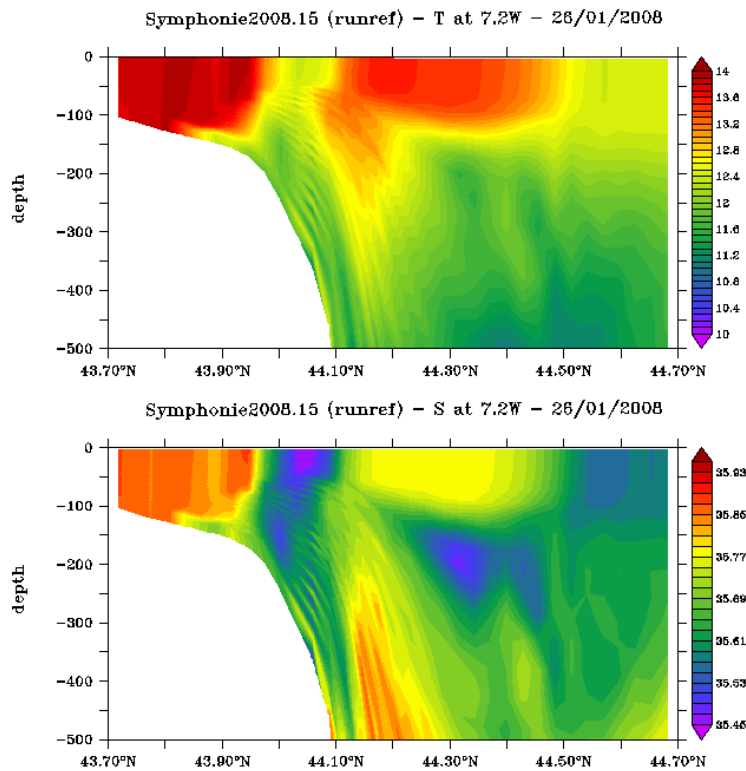


Fig. III.4 - Coupes latitude-profondeur de la température (haut, en °C) et de la salinité (bas) à 7.2°W dans les 500 premiers mètres. Ces coupes sont faites à partir de champs instantanés pour le 26/01/2008 à 12h. La simulation est réalisée avec la version S2008.15 de Symphonie.

Les coupes en T et S à 7.2°W de la Figure III.4 illustrent ce phénomène qui n'affecte pas cependant la densité, comme on peut le voir sur la coupe de la Figure III.5. Ces champs sont issus d'une simulation avec la version SYMPHONIE2008.15 ; il s'agit de champs instantanés pour la date du 26/01/2008, mais de telles irrégularités se produisent pour d'autres dates, en étant plus ou moins marquées. L'absence des irrégularités en densité confirme que celles-ci n'ont pas d'impact sur la dynamique du modèle. Elles sont dues à la représentation de la diffusivité horizontale du schéma d'advection. Celle-ci agit sur la densité, ce qui explique que la densité est régulière. Par contre aucune contrainte n'est exercée sur la régularité des champs de T/S.

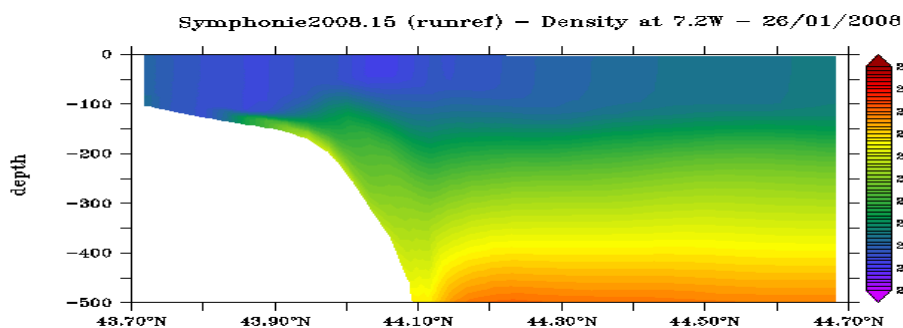


Fig. III.5 – Même figure que précédemment mais pour l'anomalie de densité potentielle (en kg/m³).

Suite à cette observation, P. Marsaleix a codé un nouveau schéma d'advection (appelé UPM), de telle sorte que la diffusion agit directement sur T et S. L'implémentation de ce schéma a en effet entraîné la

disparition des irrégularités mentionnées précédemment. Le schéma UPM est une variante du schéma UP3, utilisé dans ROMS (cf. [Marchesiello et al., 2009](#)). Cette variante, développée par P. Marsaleix, a pour objectif de limiter l'effet de pente dans les zones de fortes pentes qui est à l'origine d'un excès de diffusion diapycnale. Cet effet est décrit dans [Marchesiello et al. \(2009\)](#) qui proposent pour ROMS une autre variante d'UP3 pour réduire la diffusion sur les talus (RSUP3). Selon ces auteurs, ce problème numérique ne s'atténuerait que pour des résolutions horizontales de l'ordre du km. Nous n'avons pas cherché à ce stade à explorer davantage les effets de diffusion du schéma d'advection, mais je suis consciente que l'impact sur la stratification est certainement crucial, notamment pour les simulations longues.

II.1.2 Equation d'état

La version SYMPHONIE2008.15 et les versions antérieures comportaient une équation d'état linéaire. La version S2010.17 que nous utilisons dans la configuration BAOBIS_G1 est basée sur une équation d'état complète qui inclut les effets de pression. Ces derniers sont une source d'erreur potentielle dans le calcul du gradient de pression dans un modèle aux coordonnées sigma. La solution proposée pour Symphonie est discutée dans un papier récent de P. Marsaleix ([Marsaleix et al., 2011](#)). L'équation d'état est basée sur la formulation de [McDougall et al. \(2003\)](#), avec des valeurs de coefficients proposées par [Jacket et al. \(2006\)](#).

P. Marsaleix a effectué trois simulations courtes avec ma configuration sur le Golfe de Gascogne en utilisant une équation d'état linéaire et sans effet de pression (formulation utilisée dans les anciennes versions du code), une équation d'état incluant les non linéarités mais pas les effets de pression et une équation d'état complète (non-linéaire et avec effets de pression). Les différences sont évidentes sur la stratification très rapidement dans le déroulement du run. Je n'ai pas approfondi les comparaisons, car il nous est apparu évident que la formulation la plus complète, étant a priori la plus réaliste (sauf erreurs numériques), devait être naturellement utilisée.

II.2 Changement de configurations et détermination de la configuration 'finale'

A partir de la version S2010.17 du code, j'ai testé trois configurations, différant sur des valeurs de paramètres liés au mélange vertical. Je décris dans ce paragraphe les motivations qui nous ont poussés à faire ces tests et des diagnostics simples sur la stratification près de la surface.

II.2.1 Constat d'anomalies de stratification de subsurface – Biais en sel sur les conditions initiales

Nous avons constaté sur un de nos runs longs (démarrant en Juin 2007) des anomalies de stratification dans le fond du golfe. Celles-ci se traduisent par une désalinisation excessive en surface, principalement à l'est de $\sim 4^{\circ}\text{W}$, et la présence d'un maximum de température entre 50 et 150 m de profondeur. Ces anomalies sont illustrées sur les coupes en T et S à 3.8°W pour le 01/12/2008 (Fig. III.6).

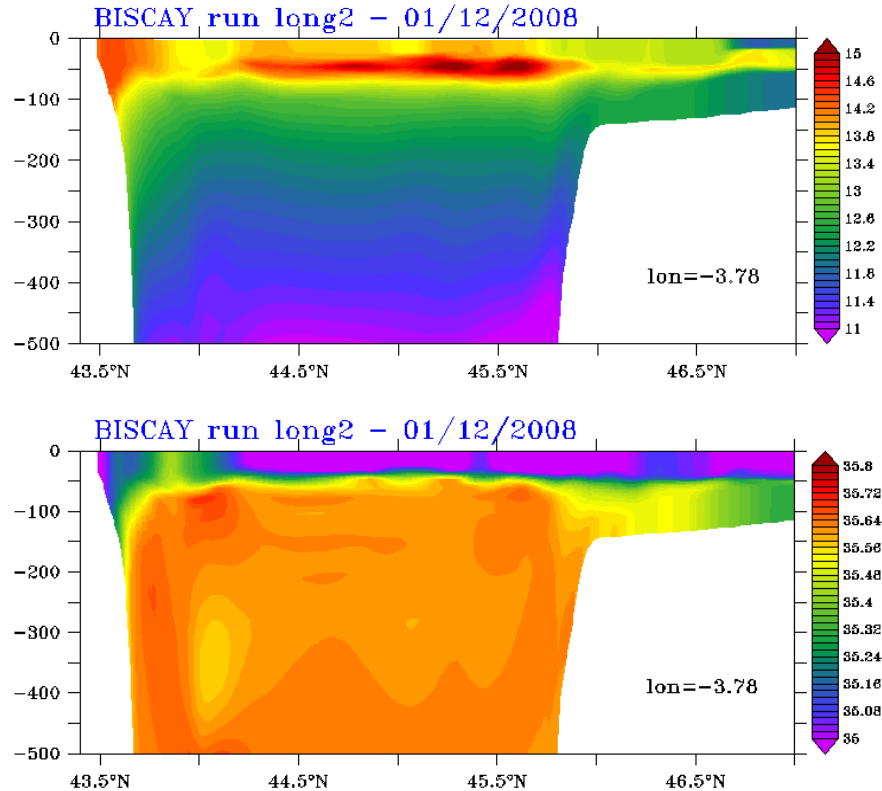


Fig. III.6 - Coupes en température (haut ; en °C) et en salinité (bas) à 3.8°W au 1^{er} Déc. 2008 dans un run débuté en Juin 2007 avec la version S2010.10 du code.

On constate de très faibles salinités dans les 50 premiers mètres qui s'étendent du plateau vers le sud jusqu'à 44°N. A la base de cette couche dessalée, on observe un maximum de température dont l'écart avec la SST atteint 0.5 à 1°C. Nous avons analysé ces anomalies comme résultant d'une part d'un biais dans les conditions initiales (PSY2V3) et d'autre part d'un déficit de mélange vertical dans notre modèle. PSY2V3 connaît en effet de gros défauts en SSS sur le plateau Armoricaïn; la désalinisation due aux runoffs y est excessive à cause d'erreur sur le débit de la Gironde prescrit (B. Levier et J. Chanut, Mercator-Océan, com. pers., 2011). Cette erreur a été corrigée dans le système PSY2V3 en Octobre 2008: elle est donc présente dans les champs de Juin 2007 utilisée pour les conditions initiales. De plus il est vraisemblable qu'elle persiste au-delà d'Octobre 2008 étant donné les temps de résidence des masses d'eaux sur le plateau et le fait qu'il n'y ait pas de données assimilées sur les plateaux. Par comparaison avec les champs de Levitus, B. Levier (com. pers., 2011) montre qu'un biais de 0.5 en sel persiste sur les 30 premiers mètres d'Avril à Décembre 2008 sur le plateau Armoricaïn.

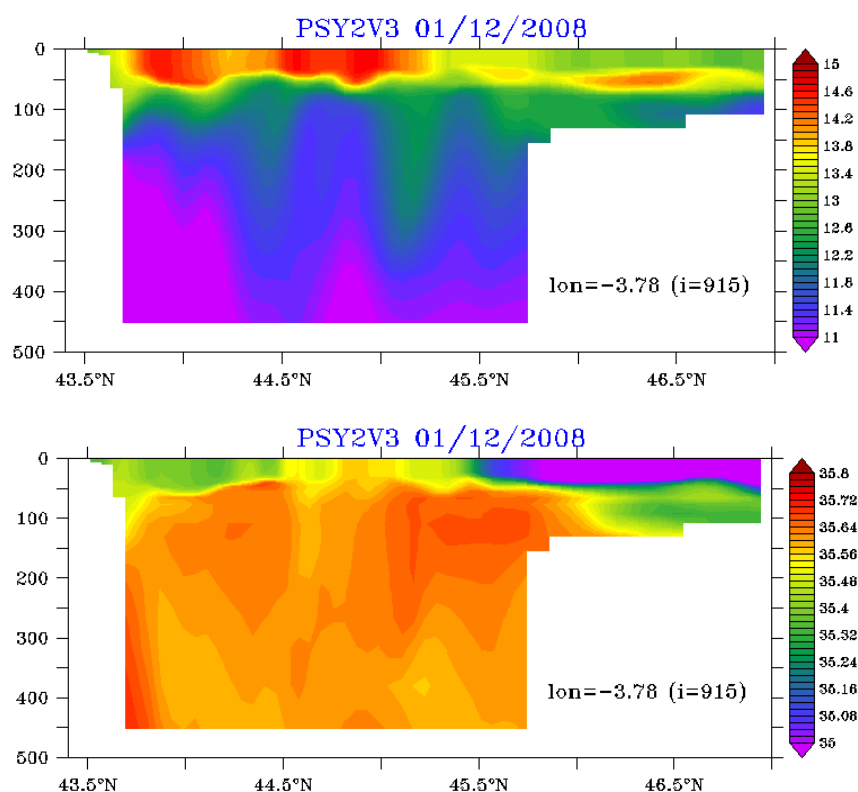


Fig. III.7 – Coupes en température (haut, en °C) et en salinité (bas) à 3.8°W au 1^{er} Déc. 2008 du système PSY2V3.

La figure III.7 montre la même coupe en T et S que la figure III.6 mais pour PSY2V3. Une forte stratification est présente sur le plateau avec de faibles salinités jusque vers 45.5°N ainsi qu'un maximum de subsurface en T.

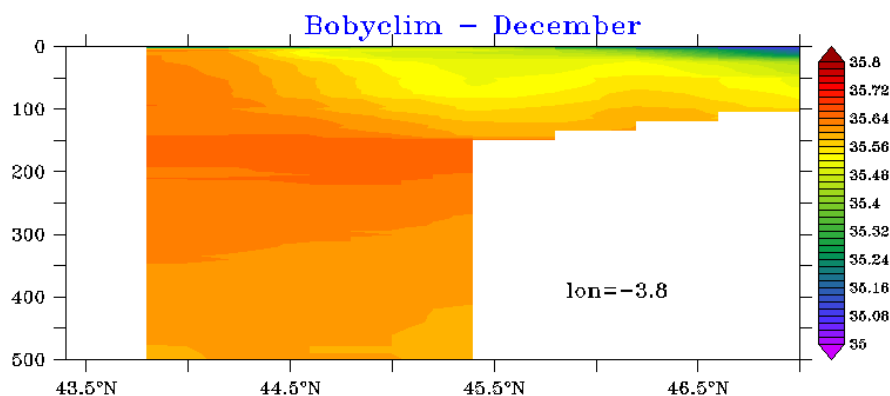


Fig. III.8 - Coupe en salinité à 3.8°W pour le mois de Décembre, issue de la climatologie BOBYCLIM

La comparaison avec la coupe en S à partir de la climatologie mensuelle BOBYCLIM pour Décembre (Fig. III.8) souligne le biais en sel sur le plateau décrit précédemment. Il est intéressant de noter que d'une part, le maximum de T en subsurface semble lié à la désalinisation en surface dans PSY2V3 comme dans la simulation Symphonie (Fig. III.6), et que d'autre part le biais en sel est beaucoup plus étendu vers le sud dans Symphonie que dans PSY2V3 où il est limité au plateau. Le biais en SSS et le maximum de subsurface persistent dans notre simulation en Janvier 2009 comme l'illustre la

comparaison avec des profils en T/S de la base de données EN3 (Fig. III.9). Ils sont détectés jusque dans le centre du bassin (profil 8), mais ne sont pas systématiques (profil 48). Nous proposons l'explication suivante : la persistance de ce biais et son lien avec le maximum de subsurface en T sont dus à un mélange vertical trop faible. Celui-ci serait lui-même limité par le déficit en sel en surface. Autrement dit, le déficit de sel en surface dans les conditions initiales crée une stratification qui bloque le mélange vertical (une sorte de barrière de sel) ; ainsi en hiver la température s'abaisse en surface mais le mélange est insuffisant pour refroidir sous 50-100m, ce qui entraîne le maximum de T en subsurface. Cela a pour conséquence un renforcement de la stratification et ainsi de suite. Ainsi, le biais initial de SSS serait amplifié par le modèle.

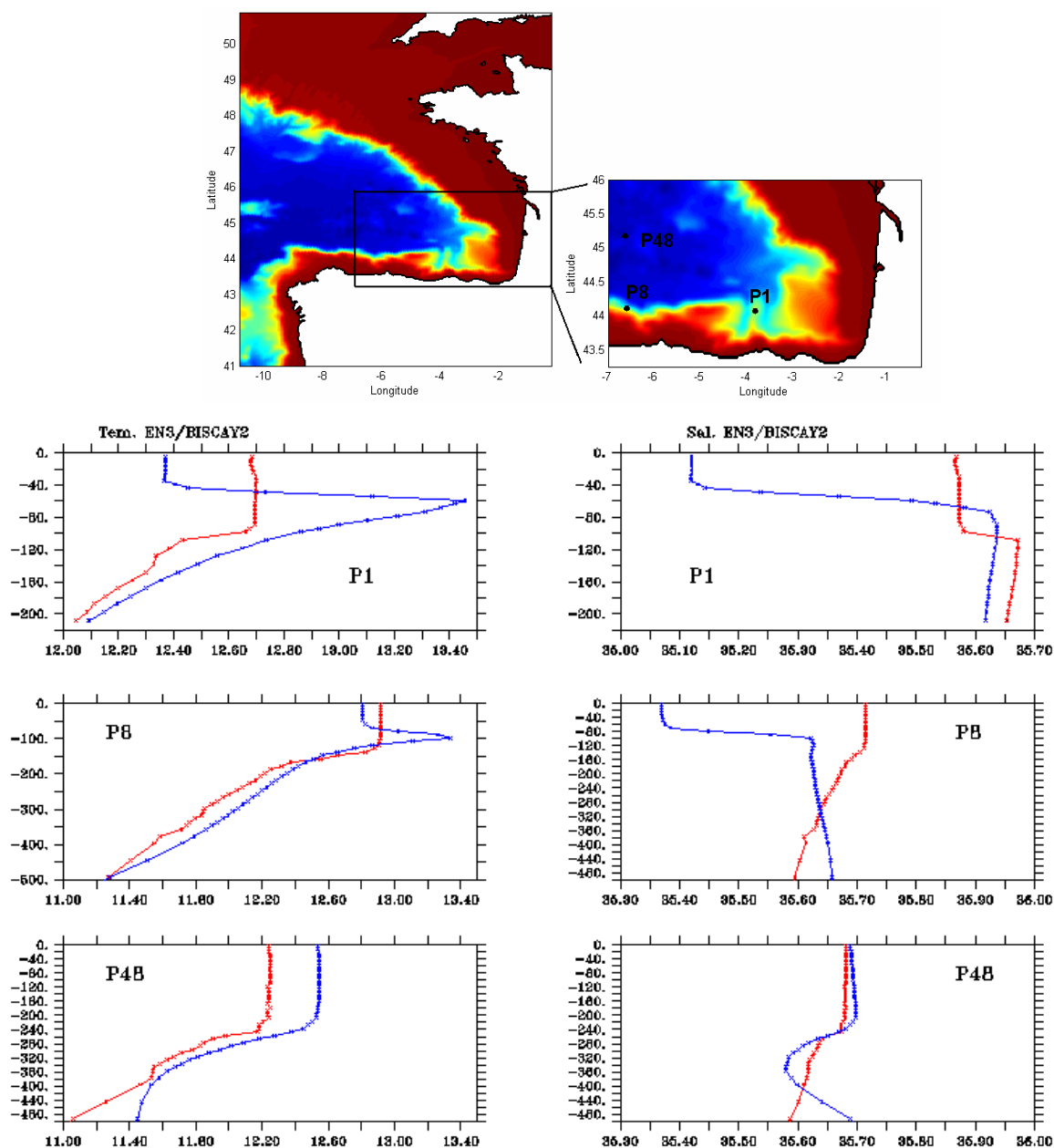


Fig. III.9 - Profils de température (gauche) et de salinité (droite) issus de la base de données EN3 (rouge) et du run long avec Symphonie (bleu) débuté en Juin 2007 et réalisé avec la version S2010.10.

Afin de limiter l'impact de cette dérive sur les champs en Janvier 2009, nous avons opté pour les solutions suivantes: 1/ commencer la simulation plus tard (au 1^{er} Décembre 2008) et 2/ modifier les paramètres du mélange vertical pour que celui-ci soit plus intense.

II.2.2 Tests sur le mélange vertical

Les défauts de stratification dans le fond du golfe nous ont conduits à tester l'impact du mélange vertical et notamment l'effet d'une augmentation du mélange vertical. Suivant les conseils de P. Marsaleix, nous avons modifié d'une part des paramètres intervenant dans la paramétrisation de la fermeture turbulente et d'autre part sur la viscosité du schéma d'advection des vitesses. Nous avons testé ces modifications sur des simulations de 3 mois (Déc. 2008 – Fév. 2009), simulations nommées BAOBIS N1, N2 et N3 et réalisées avec la version S2010.17. Le tableau 8 présente les spécificités des différents tests que je décris ici et plus loin. Pour chaque test, on ne modifie qu'un seul paramètre à la fois par rapport à une configuration de référence.

Pour chaque test, quelques diagnostics sont présentés. L'analyse de ces simulations gagnerait à être poursuivie et approfondie, mais cela dépasse les objectifs de ma thèse et je m'en suis tenue aux diagnostics présentés ci-dessous.

a) Effet des variations des paramètres de mélange

Les différences entre N1 et N2 sont sur les paramètres C_k et C_ϵ qui entrent en compte dans le schéma de fermeture turbulente décrit dans [Bougeault et Lacarrère \(1989\)](#) (voir Chap 2 Partie 1). Les valeurs de C_k et C_ϵ passent respectivement de 0.1 à 0.15 et de 0.7 à 0.55. L'augmentation de C_k entraîne a priori une augmentation du coefficient de mélange K_v ; l'impact de ce paramètre est néanmoins complexe car K_v intervient dans l'équation de la TKE et des processus de rétroaction peuvent intervenir. La diminution de C_ϵ correspond à une diminution du terme de dissipation dans l'équation de la TKE ; en conséquence, la TKE peut atteindre des valeurs plus élevées et donc K_v augmente également.

b) Effet de la viscosité horizontale

Les différences entre N1 et N3 consistent en une diminution de la viscosité horizontale (paramètre CST_ADV_VEL divisé par 2). En effet, en réduisant la viscosité, on permet à la vitesse horizontale d'atteindre des valeurs plus élevées qu'avec une viscosité plus forte. Or, la diffusion horizontale des traceurs induite par l'advection (inhérente au schéma UP3 ([Marchesiello et al., 2009](#)) et à sa version modifiée UPM) est proportionnelle au module de la vitesse horizontale. Sur le talus, étant donné l'inclinaison des cellules, une augmentation de la diffusion horizontale génère du mélange vertical dans les couches profondes.

c) Comparaison des coupes en T/S à 3.8°W et 7°W

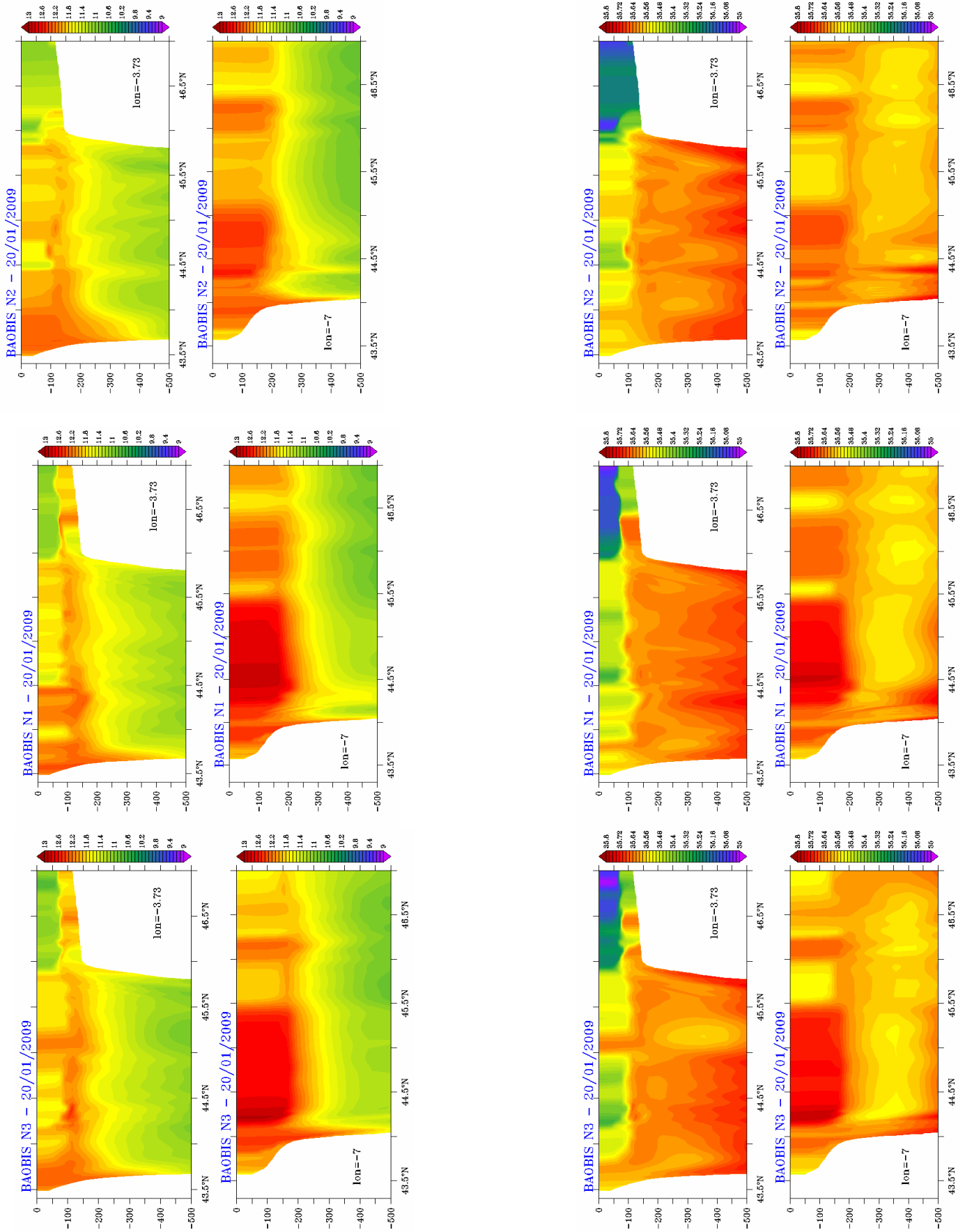


Fig. III.10 -

Coupes en T (haut, en °C) et en S (bas) à 3.8°W et à 7°W le 20 Jan. 2009 pour les trois simulations tests : BAOBIS N1 (centre), BAOBIS N2 (droite) et BAOBIS N3 (gauche).

Les coupes pour le 20 Janvier 2009 en T et S (Fig. III.10) montrent des différences significatives à la fois sur le plateau et plus au large. Les modifications des paramètres C_k et C_e conduisent à une homogénéisation en T et S jusqu'au fond sur le plateau ainsi qu'à une réduction de l'extension vers le sud des eaux dessalées du plateau (Fig. III.10 à 3.8°W), et par conséquent à un maximum de T en subsurface faiblement marqué.

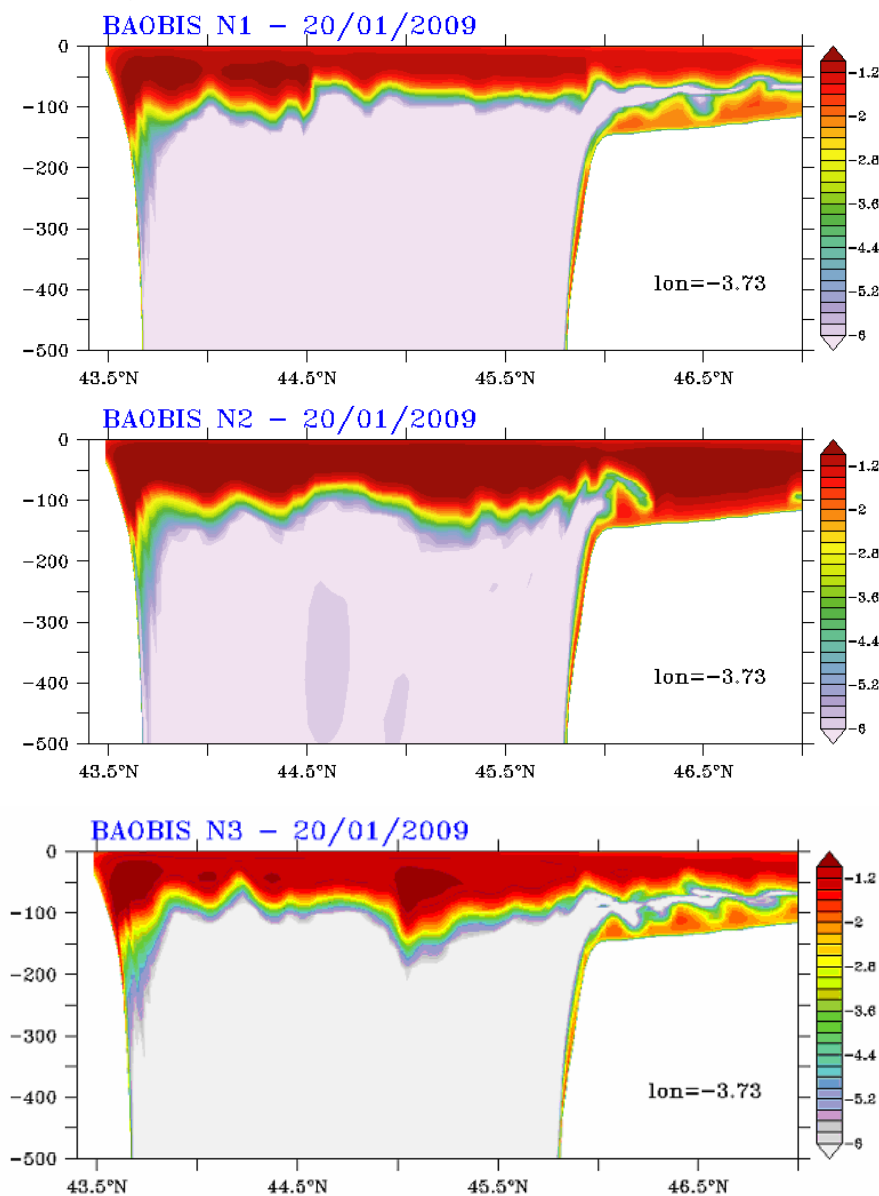


Fig. III.11 - Coupes à 3.8°W du logarithme décimal de la diffusion verticale K_v pour le 20 janvier 2009 (moyenne journalière) issues des simulations BAOBIS N1, N2 et N3.

La même remarque peut être faite pour le 25 Janvier (jour suivant le passage de Klaus): la couche de mélange à 3.8°W est nettement plus profonde dans N2 que N1. L'influence de la viscosité horizontale (comparaisons simulations N1 et N3) est perceptible, mais il est difficile de conclure à une augmentation du mélange vertical dans N3 sur ces coupes.

Les coupes à 3.8°W du coefficient de mélange vertical ($\log(K_v)$) pour le 20/01 mettent en évidence l'augmentation du mélange dans la simulation N2 par rapport à N1, notamment sur le plateau au nord

de 46°N où $K_v > 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ sur toute la colonne d'eau ainsi que le long des talus (Fig. III.11). Des différences entre N3 et N1 apparaissent aussi clairement en surface (par exemple au centre de la section) mais l'impact de la viscosité conduit à des changements sur le mélange beaucoup plus hétérogènes : diminution de K_v au sud de la section et augmentation au centre vers 100 m de profondeur.

d) Comparaison avec les profils EN3

Les profils en T/S des trois simulations sont comparés aux données EN3. Les 'performances' des runs sont très variables selon les profils et selon la variable considérée (T ou S) et il est difficile de tirer une conclusion définitive sur la supériorité d'une simulation sur l'autre en termes de réalisme de la stratification.

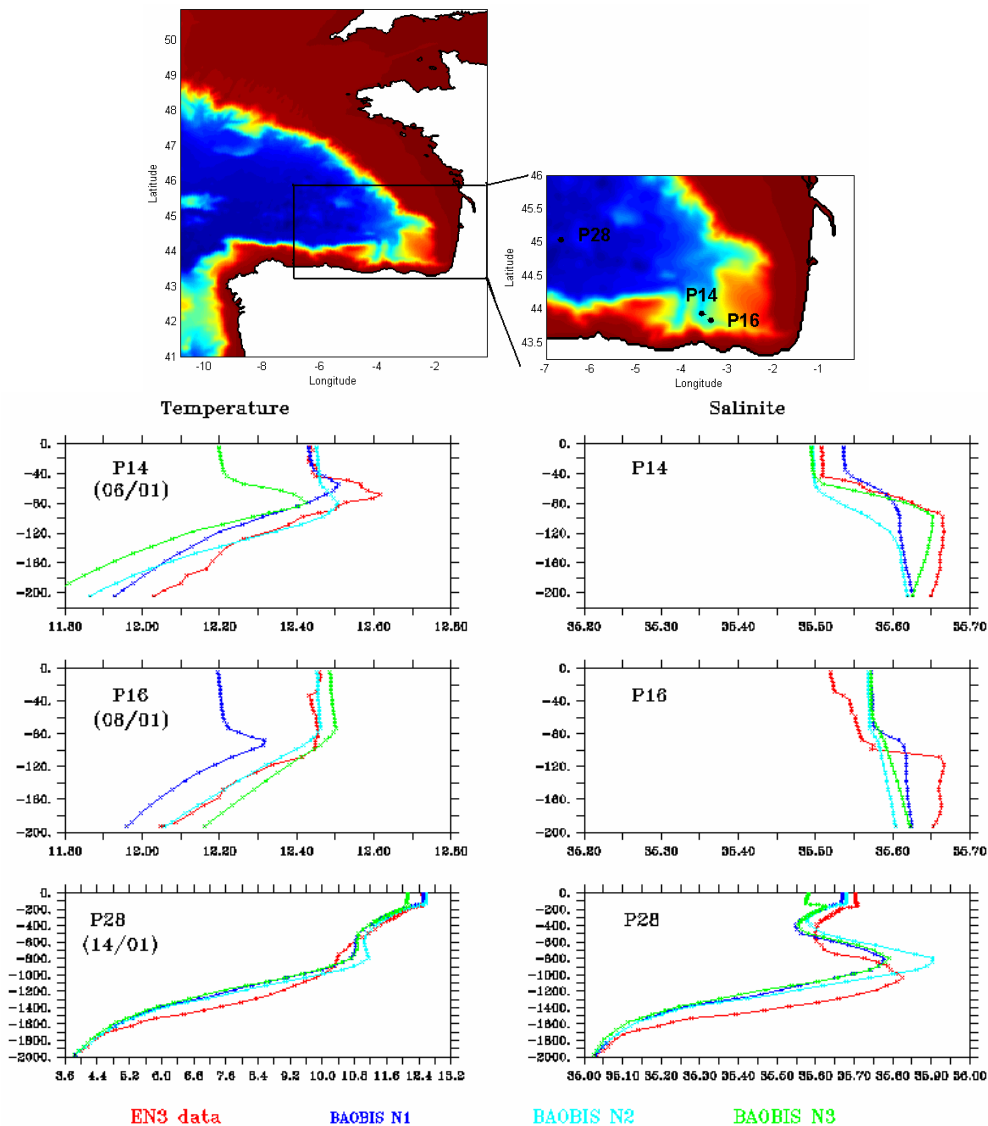


Fig. III.12 - Profils en T (gauche) et S (droite) des simulations BAOBIS N1 (bleu foncé), N2 (bleu clair) et N3 (vert) comparés aux données EN3 (rouge) pour les profils 14, 16 et 28 (dont la localisation est indiquée sur la carte du haut) prélevés respectivement les 6, 8 et 14 janvier 2009. Les profils issus du modèle sont estimés à partir de moyennes journalières de T et S.

Ces comparaisons ont néanmoins pour mérite d'illustrer la sensibilité significative du modèle aux paramètres testés. Ainsi, la figure III.12 montre que le run N3 fournit, au profil 14, une représentation très bonne de la salinité, tandis qu'un biais de 0.2°C est observé sur la température. Inversement, au profil 16, les runs N2 et N3 fournissent une estimation réaliste de la température mais sont incapables de représenter la stratification en salinité. Il semble d'ailleurs que la principale difficulté pour le modèle soit de représenter la stratification en salinité. Est-ce dû à une plus grande imprécision sur les forçages en eau douce (atmosphérique et runoffs) que sur les forçages en flux de chaleur ? La comparaison au profil 28, situé dans la plaine abyssale, montre que l'impact des paramètres de mélange se fait sentir jusqu'au moins 2000 m de profondeur (après un mois et demi de simulation). On note sur le profil en salinité, le mauvais positionnement sur la colonne d'eau du maximum de salinité associé à l'eau méditerranéenne, avec un biais de 0.4 à 0.8° en T et 0.1 en S.

La séquence des profils 4, 7, 10 et 14 sur 4 jours consécutifs (du 3 au 6 janvier) et en des points très proches illustre la formation d'un maximum de température de subsurface dans les observations : le 03/01, le profil en T et S est bien mélangé jusqu'à 100m dans les observations ; les 04/01 et 05/01, on observe un refroidissement et une désalinisation en surface et qui s'approfondit du 04/01 au 05/01. Le 06/01, le mélange tend à homogénéiser T et S sur les ~ 50 premiers mètres, mais subsiste une inversion de température vers 80 m avec un écart de $\sim 0.2^{\circ}\text{C}$ alors que le gradient de salinité s'est intensifié à la base de la couche de mélange. Il semble donc que les liens entre désalinisation de surface et maximum de température en subsurface que nous avons décrits plus haut soient bien réalistes ; leur amplitude est généralement trop forte dans les simulations par rapport aux observations.

Pour conclure, des diagnostics plus synthétiques sur les régions définies en section I.3 suggèrent que le changement des paramètres du mélange (run N2) améliore les performances sur la salinité au fond du golfe, sans dégrader la température. L'impact du changement du paramètre de viscosité est plus variable.

De façon plus générale, ces comparaisons avec les profils sont indicatives du comportement du modèle mais l'information qu'elles fournissent n'est que très partielle dans la mesure où elle est très ponctuelle. Ainsi de faibles différences de positionnement dans les simulations de fronts ou tourbillons peuvent générer des différences drastiques dans les comparaisons avec les profils. Les cartes de la Figure III.14 montrent pour le 20/01 l'élévation de la surface, la SST et la SSS dans les trois simulations. Les différences sur les structures de circulation y apparaissent clairement (notamment sur la position des tourbillons et l'intensité de la pente sur le plateau) et l'influence sur la distribution des traceurs y est très nette.

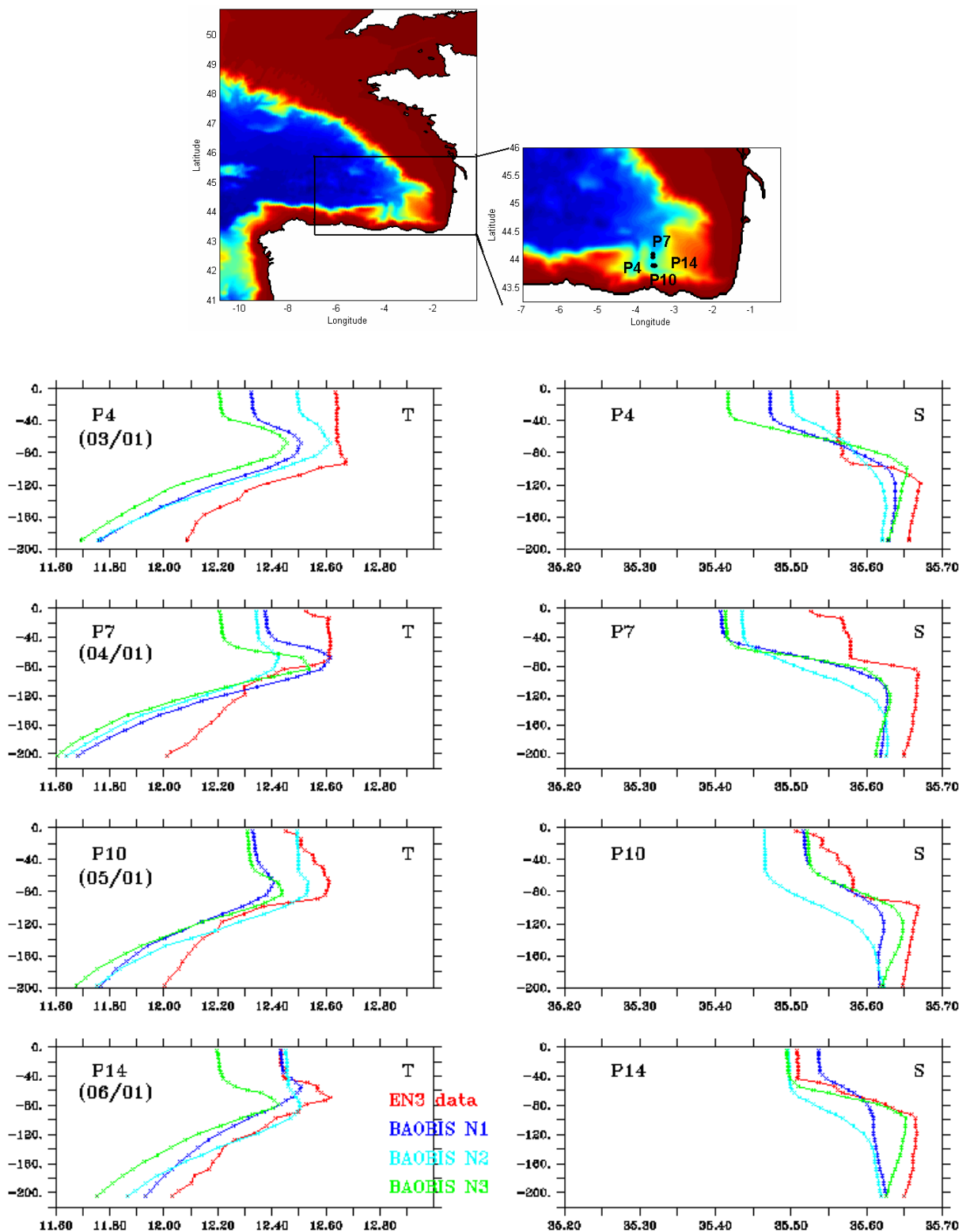


Fig. III.13 - Profils en T (gauche) et S (droite) des simulations BAOBIS N1 (bleu foncé), N2 (bleu clair) et N3 (vert) comparés aux données EN3 (rouge) pour les profils 4, 7, 10 et 14 (localisés sur la carte du haut) prélevés respectivement les 3, 4, 5 et 6 janvier 2009. Les profils issus du modèle sont estimés à partir de moyennes journalières de T et S.

a.

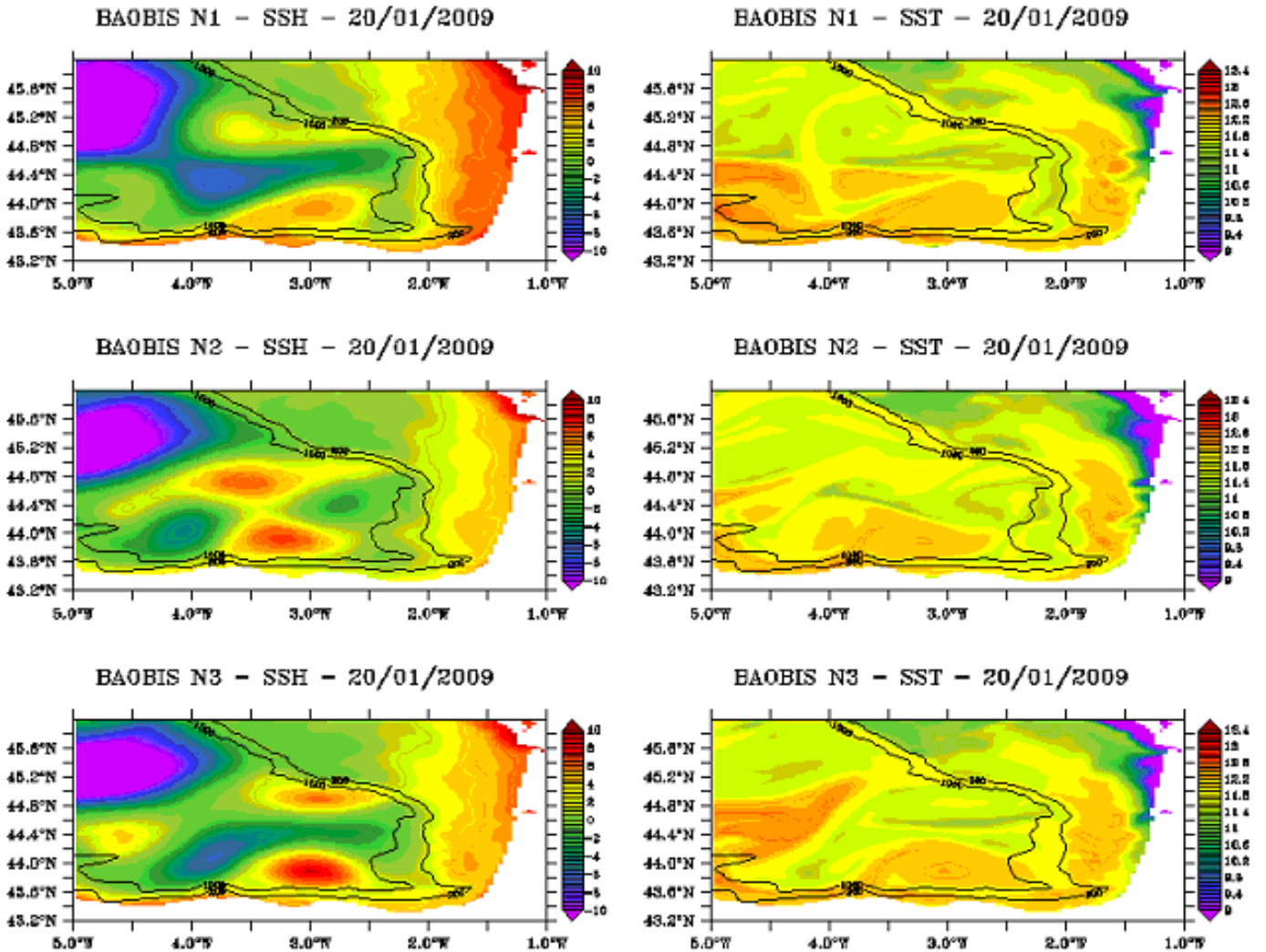


Fig. III.14 - (a) : Cartes pour le 20 janvier 2009 de l'élévation de la surface de la mer (gauche, en cm), de la température de surface (droite, en °C). Pour l'élévation de la surface (SSH), pour rendre la carte plus visible, la moyenne de la SSH sur la zone illustrée a été retranchée à la SSH en chaque point.

b.

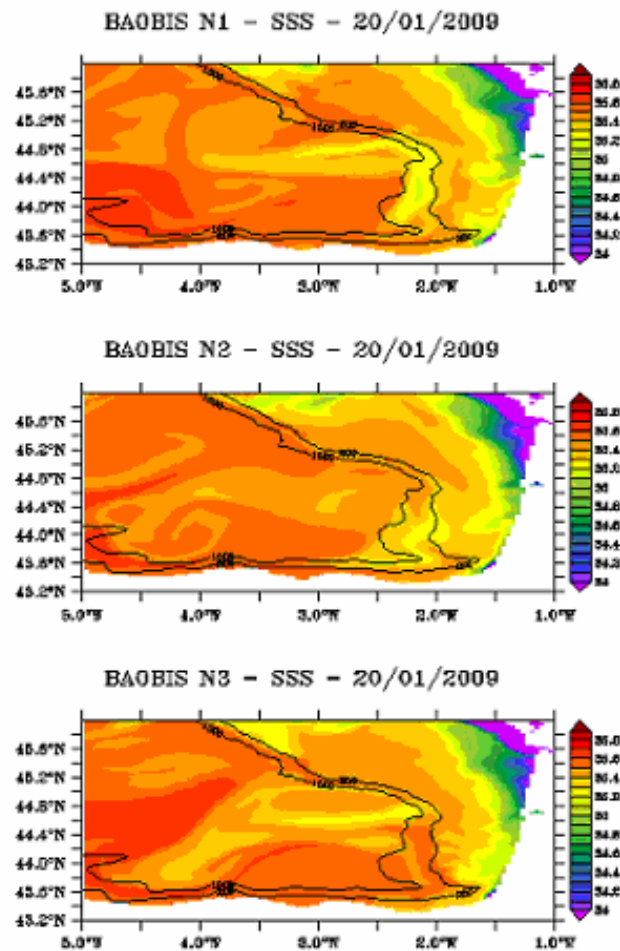


Fig. III.14 - (b) : Cartes pour le 20 janvier 2009 de la salinité de surface pour les simulations BAOBIS N1 (haut), N2 (milieu) et N3 (bas).

II.3. Conclusion

Les changements de version de Symphonie m'ont amenée à faire (et refaire) un grand nombre de simulations, impliquant pour chacune d'elle des comparaisons avec des observations ou des simulations précédentes pour déterminer au moins qualitativement l'impact des évolutions du code. Cela a représenté une part importante de mon travail. Toutefois, les connaissances et l'expérience en termes de manipulation du code et des outils de pré/post-processing que cette partie du travail m'a apportées sont à la hauteur des efforts et du temps qu'elle a représentés. La proximité avec l'équipe de développement (P. Marsaleix et C. Nguyen) ont permis le travail autour de ces changements de version et représente un avantage considérable en faveur de l'utilisation de Symphonie.

Plusieurs tests sur des paramètres ont été effectués : j'en ai reportés quelques-uns ici, mais cela ne représente pas la totalité de ce qui a été effectué par N. Ayoub ou moi-même. Ces tests nous ont amenés à définir une configuration de travail, optimale au moment où elle a été définie. Différents

choix seraient à revoir et d'autres tests à effectuer pour explorer d'autres pistes d'amélioration des simulations.

Ces tests soulignent la grande sensibilité du modèle aux paramètres. Cette sensibilité permet de faire des réglages. Elle montre aussi que les incertitudes sur les paramètres testés sont des sources d'erreur non négligeables sur les simulations. Des tests plus systématiques, comme par exemple des ensembles de simulations générés en perturbant les paramètres, permettraient de quantifier ces erreurs et de mieux caractériser leurs structures spatio-temporelles.

Les caractéristiques principales de la configuration utilisée pour l'étude de la tempête Klaus sont récapitulées dans le paragraphe qui suit.

II.4. Récapitulatif sur la configuration utilisée dans l'étude

<i>Nom de la simulation</i>	<i>Période du run</i>	<i>Paramètres du modèle de turbulence</i> CTKE1 CTKE2	<i>Coefficient régulateur de la viscosité horizontale dans le schéma d'advection des vitesses</i> CST_ADV_VEL
BAOBIS N1	01/12/2008 –15/02/2009	0.1 0.7	1
BAOBIS N2	01/12/2008 –15/02/2009	0.15 0.55	1
BAOBIS N3	01/12/2008 –15/02/2009	0.1 0.7	0.5
BAOBIS_G1	01/12/2008 –28/02/2009	0.15 0.55	0.5

Tab.8 - récapitulatif des simulations effectuées (tests N1, N2 et N3) et de la simulation BAOBIS_G1 utilisée pour l'étude sur la tempête.

Dans la simulation BAOBIS G1, la marée a été prise en compte. Les champs de température, salinité, courant et SSH ont ensuite été corrigés du signal de marée, non pas en utilisant les solutions de FES2004 (qui permet de corriger uniquement les courants barotropes) comme c'était le cas pour la première simulation BAOBIS GO, mais en ayant recours à une méthode de detiding, afin d'optimiser la suppression du signal de marée. Bien que ce travail a constitué une étape nécessaire à l'exploitation des sorties du modèle, j'ai choisi de le présenter en annexe car il n'est pas directement en lien avec la réponse à la tempête Klaus.

Chapitre 2

La tempête Klaus : contexte atmosphérique

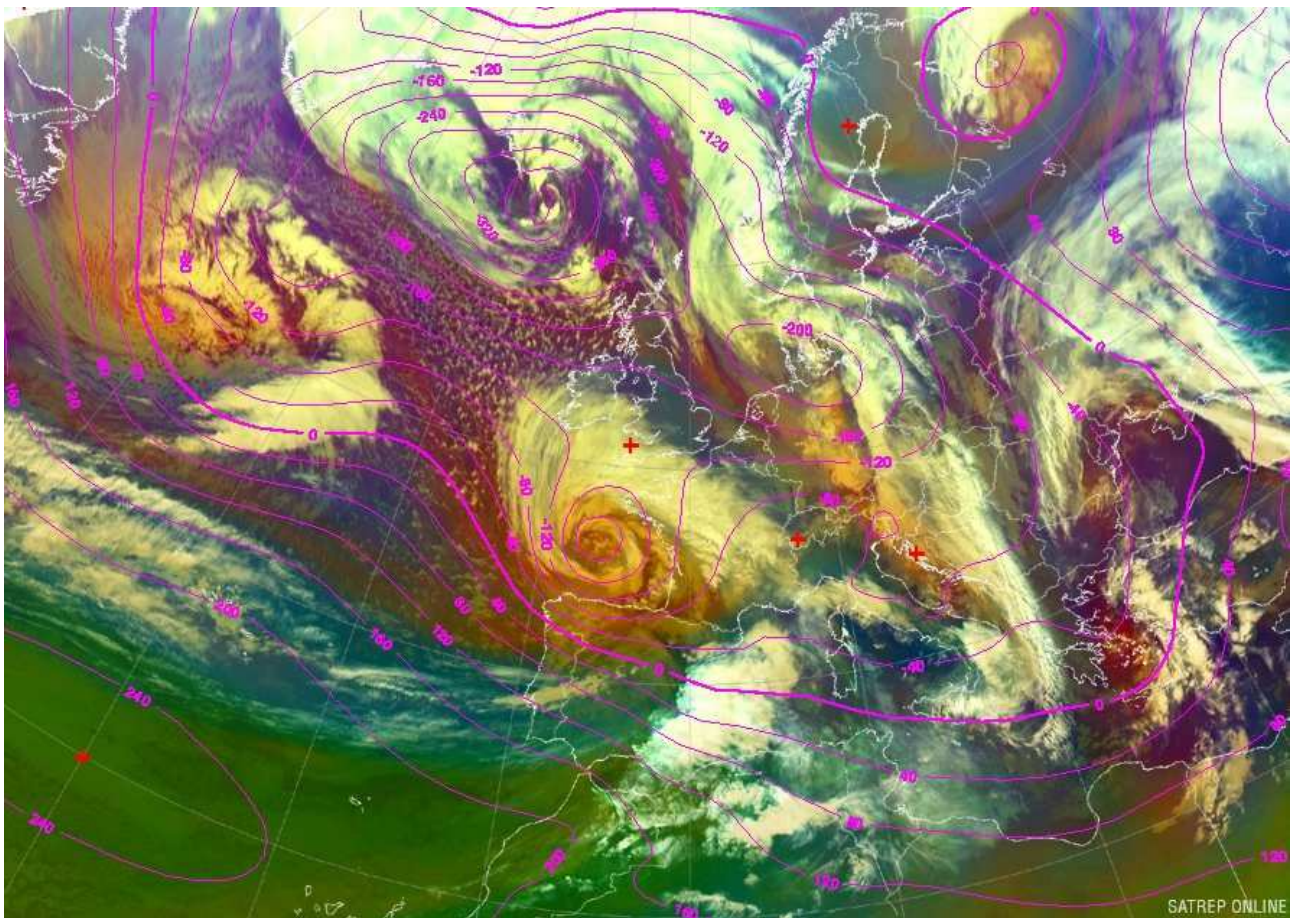


Fig. III.15 - Illustration de la tempête Klaus. Met-9, 24 Janvier 2009, 00:00 UTC RGB Composite (Airmass RGB) (<http://oiswww.eumetsat.org/>)

I. Klaus, une tempête exceptionnelle

Le 24 janvier 2009, une tempête d'une intensité exceptionnelle, s'est abattue sur le sud de la France et le nord de l'Espagne, causant la mort de 28 personnes dont 8 en France où les dégâts ont été évalués à près de trois milliards d'euros (Chalon et al, 2010). Baptisée « Klaus » par l'institut de météorologie de l'Université libre de Berlin, cette tempête a été considérée comme la tempête la plus dévastatrice qui a affecté le nord de l'Ibérie, le sud de la France et l'ouest de la Méditerranée depuis les tempêtes Lothar et Martin des 26 et 27 décembre 1999 (Liberato et al., 2010 ; voir trajectoire de Lothar et Martin sur la Fig. III.17). Bien que la superficie de la zone touchée par Klaus soit moins étendue que durant les tempêtes de décembre 1999, Klaus se distingue par la durée durant laquelle les vents forts ont soufflé, parfois pendant plus de 10 heures. D'après Météo-France, « le caractère remarquable de la tempête est lié au courant-jet d'altitude (flux d'air rapide et confiné, situé entre 6 et 15 km), habituellement situé plus au nord en hiver ».



Fig. III.16 – Exemples de dommages associés à la tempête Klaus, près de la Corogne, au nord de l'Espagne (à gauche ; extrait de Liberato et al., 2010) et sur un parking à Mont de Marsan (à droite ; photo : Charles Gratien).



Fig. III.17 - Comparaison des trajectoires des tempêtes Lothar, Martin, Klaus et Xynthia (Source : La Chaîne Météo).

Dans la section qui suit, nous rappelons dans un premier temps le déroulement des intempéries du 23 au 25 janvier 2009. Nous nous intéressons ensuite à la façon dont le modèle ALADIN de Météo-France, utilisé pour forcer notre modèle océanique, a simulé la tempête Klaus.

II. Chronologie des événements

Klaus a été en premier lieu identifiée le 21 janvier 2009 comme une « petite perturbation d'onde » à partir d'une méthode de suivi automatisé des cyclones (Murray et Simmonds, 1991 ; Pinto et al, 2005). Dès le 22 janvier, une profonde dépression dans l'Atlantique-nord apparaît sur des images prises par le satellite Météosat, annonçant une violente tempête susceptible de s'abattre sur le nord de l'Espagne et le sud de la France. L'analyse des champs de pression atmosphérique montrés en figure III.18 (fournis par Météo France) permet de localiser la tempête depuis le 23 janvier au milieu de l'Atlantique jusqu'au milieu de la journée du 24, au moment où elle se retrouve affaiblie à l'approche de l'Italie. A chaque instant, le centre de basses pressions associé à la tempête est repéré sur la figure par un cercle rouge. Les zones représentées en vert et bleu permettent quant à elles de positionner le « courant jet », c'est-à-dire la zone de vents supérieurs à 250 km/h située au sommet de la troposphère. La tempête semble s'être formée dans une région d' « entrée » de jet, une zone de confluence des vents où le jet moyen s'intensifie (Chalon et al., 2010). En guise de synthèse, la figure III.19 présente, avec une période de 6h (points bleus), la trajectoire suivie.

La dépression à l'origine de la tempête Klaus s'est créée au-dessus du nord de l'océan Atlantique du fait de la rencontre de la masse d'air polaire, froid et sec avec la masse d'air tropical, chaud et humide, à l'origine de l'intensification du courant-jet. La dépression passe progressivement du côté gauche du courant jet (image 1 de la Fig. III.18), alors que celui-ci s'étire jusque la France et cause un premier coup de vent sur la moitié nord de la France (image 2) dans la matinée du 23/01. Tout en se déplaçant vers l'est, la dépression se creuse de plus en plus en surface, passant de ~988 hPa à 12hTU (image 3) à des valeurs inférieures à 970 hPa à 18hTU (image 4). Elle atteint l'entrée du golfe (le littoral Galicien) le 24 vers minuit (image 5) puis aborde la Charente Maritime vers 6hTU (image 6). C'est à ce moment là qu'elle atteint son paroxysme. Le vent moyen en surface, quant à lui, tourne le long des isobares tout en convergeant vers le centre de la dépression. Les plus fortes rafales ont eu lieu sur la partie sud de la dépression, là où les isobares sont les plus resserrées : un premier pic d'intensité a été relevé le 24 entre 4hTU et 5hTU dans la plupart des stations de Gironde et un second entre 6hTU et 9hTU. Les rafales ont atteint 172 km/h au Cap Ferret et 174 km/h à Biscarosse (source : lachainemeteo.com). Vers 12h, la dépression commence à s'éloigner du courant jet qui perd en intensité. La pression au centre augmente alors progressivement (image 7).

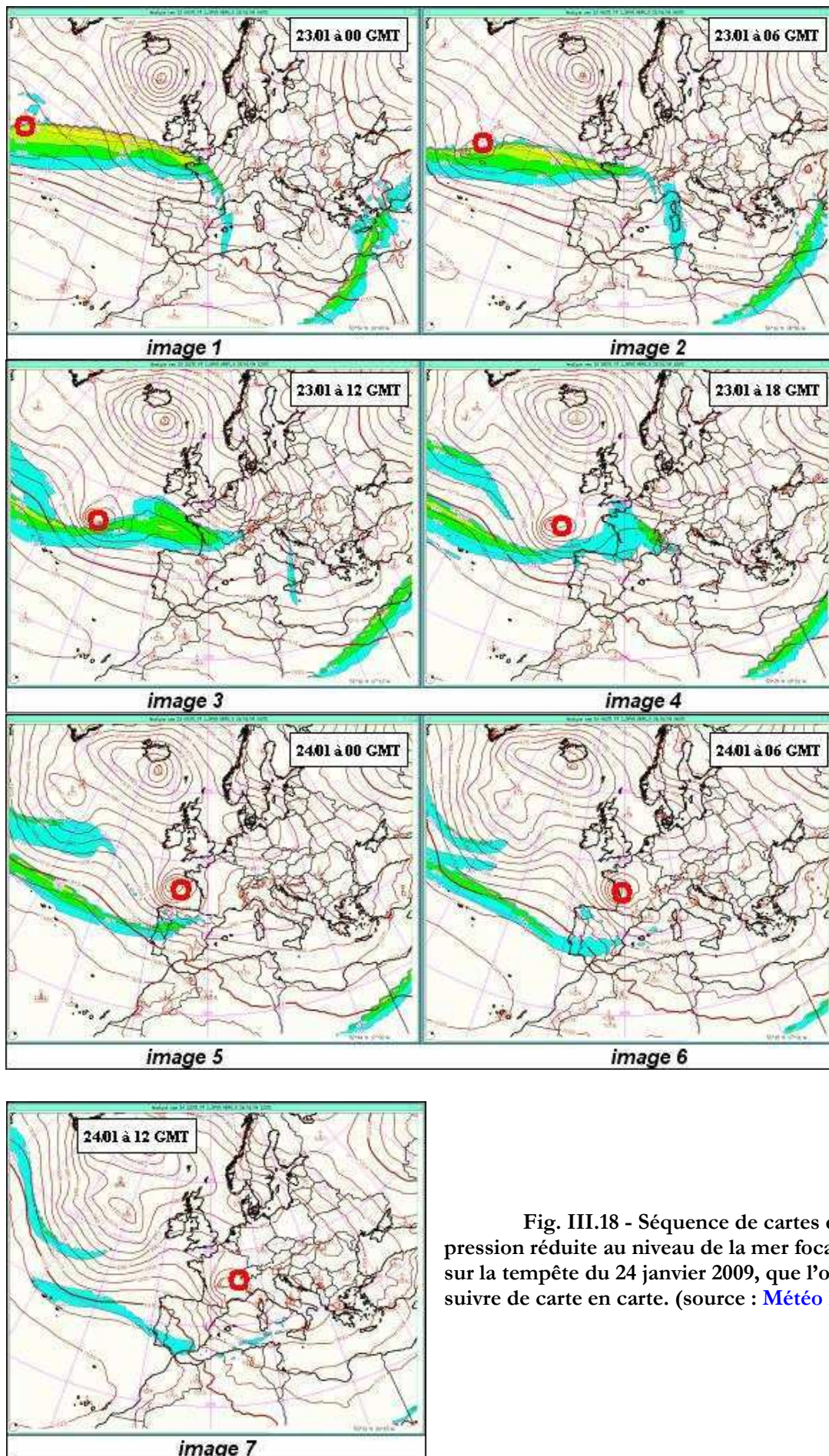


Fig. III.18 - Séquence de cartes de pression réduite au niveau de la mer focalisées sur la tempête du 24 janvier 2009, que l'on peut suivre de carte en carte. (source : [Météo France](#))

La Fig. III.19 donne un bon aperçu de la trajectoire de la tempête depuis le 22/01 jusqu'au 27/01. La tempête Klaus a eu une trajectoire située plus au sud de celle généralement empruntée par les dépressions Atlantiques (appelé « rail des dépressions »). Une autre de ses particularités repose sur le fait que les vents forts ont persisté pendant une durée inhabituellement longue. D'après [Chalon et al., \(2010\)](#) « des rafales dépassant 130km/h ont été observées durant plus de 11 heures au Cap Béar, 9 heures à Narbonne et à Lège-Cape-Ferret, 8 heures à Lézignan Corbières, 6 heures à Cazaux et Leucate ». Les tempêtes telles que Klaus sont rarement observées dans le sud ouest de la France. La question se pose de savoir si c'est l'évènement en lui-même qui est extrêmement rare ou si c'est la trajectoire empruntée par le cyclone qui est inhabituelle ([Chalon et al., 2010](#)).

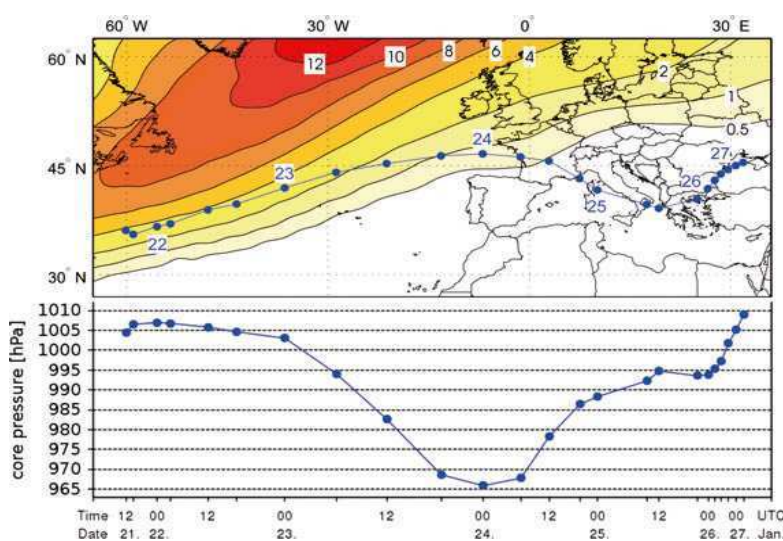


Fig. III.19 - Résumé de la trajectoire de Klaus en surface. La position de la tempête à 6h d'intervalle est repérée par le cercle. Les données de pression au niveau de la mer (ECMWF) sont montrées sur la figure du bas du 21 janvier à 12UTC au 27 janvier 6UTC. Les contours représentent le « rail » privilégié des dépressions sur le secteur NA européen (extrait de [Liberato et al., 2010](#), adapté de [Pinto et al., 2009](#)).

III. Klaus d'après le modèle ALADIN

Dans la section précédente, nous avons décrit la trajectoire de la tempête Klaus et le déroulement des événements qui lui sont associés d'après différentes sources bibliographiques. Nous proposons maintenant d'analyser la situation atmosphérique telle qu'elle est représentée dans le modèle atmosphérique ALADIN, qui force notre simulation numérique. Les variables atmosphériques concernées sont la pression atmosphérique, le vent à 10 m, les précipitations, la température potentielle de l'air à 2 m, et les flux de chaleur. Pour chaque variable, nous montrons des cartes sur l'ensemble de la zone représentées toutes les 3h à partir du 23 janvier 12h, ainsi que des comparaisons aux données de bouées sous formes de séries temporelles sur le mois de janvier 2009.

III.1 Vent et pression atmosphérique

Sur les cartes de pression atmosphérique présentées sur la figure III.20, la dépression, caractérisée par des valeurs inférieures à 985 hPa, est visible dans la soirée du 23 janvier au nord-ouest de la pointe Galicienne. Simultanément, les vents (Fig. III.21) se sont orientés au secteur sud en se renforçant lentement jusqu'en milieu de nuit. Ce renforcement s'accroît, dès les premières heures du 24 janvier, avec un maximum d'intensité ($\sim 30\text{m/s}$) observé à l'avant de la dépression, à savoir ici, le long de la côte nord espagnole.

Le centre de basse pression se déplace rapidement, traversant le golfe d'ouest en est à une vitesse proche de 60 km/h selon une trajectoire en accord avec celle décrite par la bibliographie. Les vents tournent alors cycloniquement autour du centre dépressionnaire avec un maximum sur les bords sud de la dépression. Le rotationnel du champ de vitesse du vent, montré en figure III.22, est donc négatif et d'autant plus intense que l'on est proche de l'œil du cyclone. La figure III.22 nous indique que ses variations sont extrêmement rapides du fait de la vitesse de déplacement de la tempête, ce qui suppose que le mécanisme de pompage d'Ekman qu'il induit sur l'océan ne soit pas effectif. En effet, d'après [Price \(1981\)](#), les processus liés à l'upwelling au centre d'un cyclone deviennent négligeables pour des cyclones rapides.

Le minimum de pression (970 hPa) est enregistré le 24 janvier vers 6h alors que le cœur de la dépression se trouve sur la Charente Maritime. A partir de cet instant, les vents s'orientent ouest à nord-ouest puis diminuent progressivement d'intensité.

Pression (hPa)

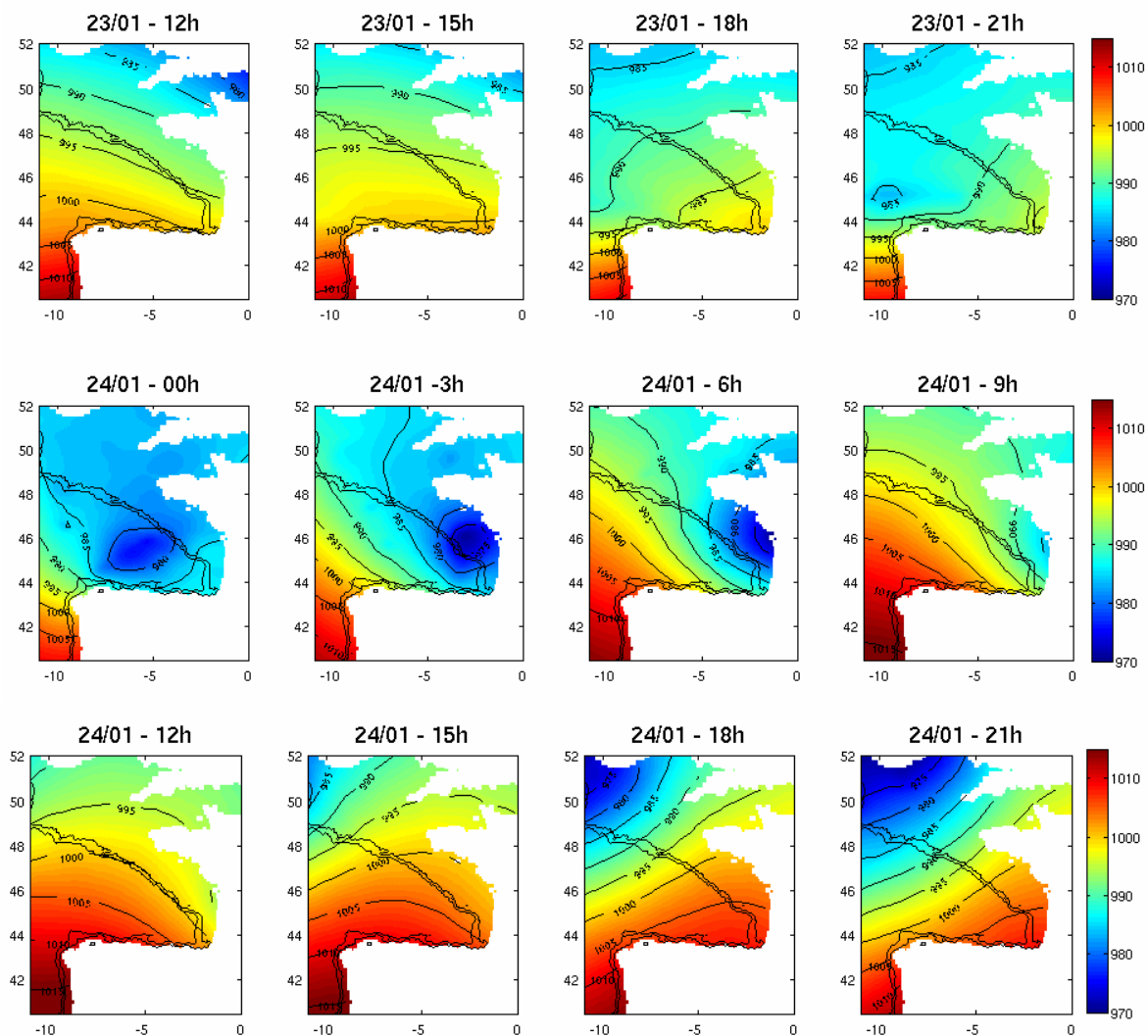


Fig. III.20 - Carte des champs de pression atmosphérique (hPa) sur le golfe de Gascogne d'après le modèle ALADIN du 23/01/09 à 12h au 24/01/09 à 21h.

Vent (m/s)

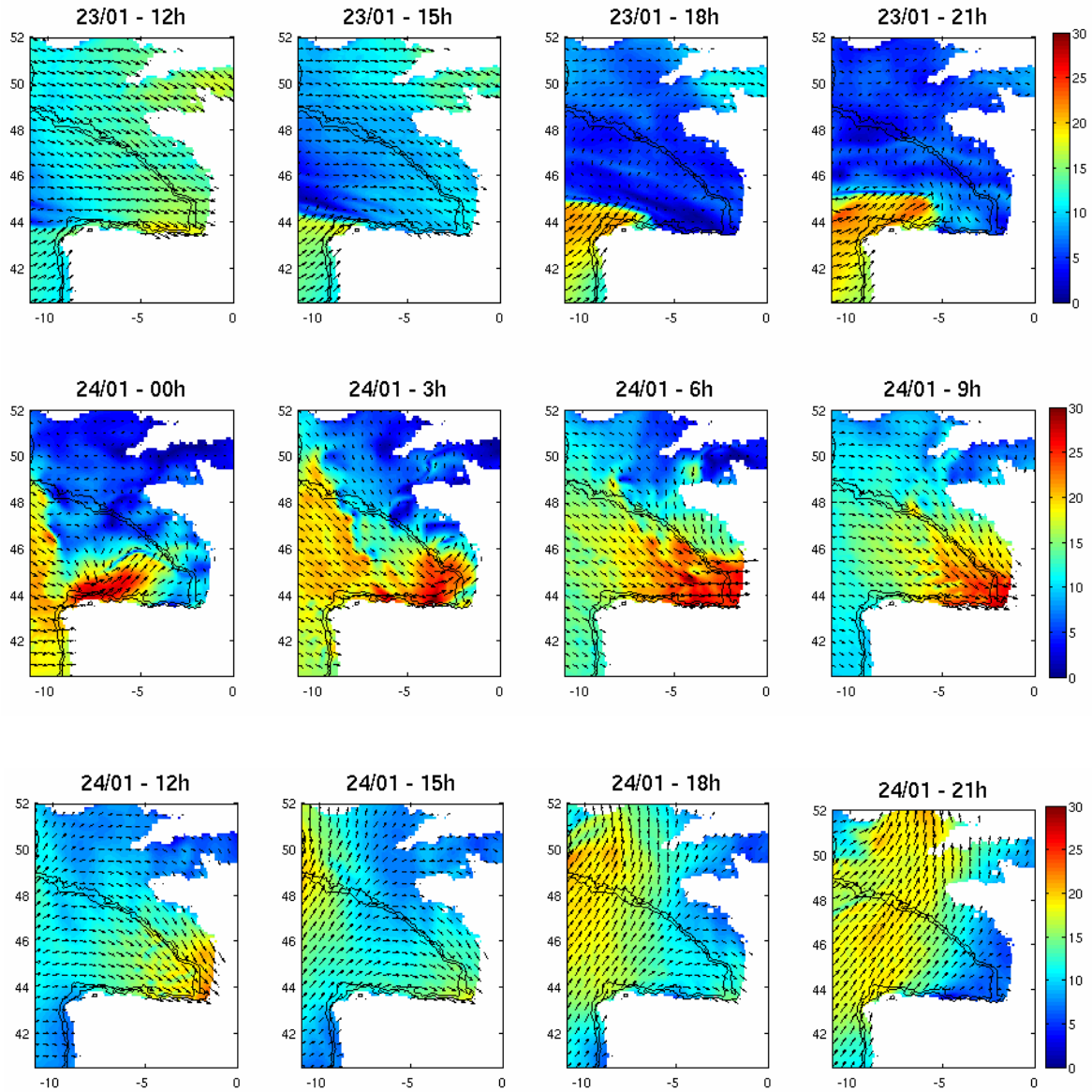


Fig. III.21 - Carte des champs de vent (direction et amplitude en $m \cdot s^{-1}$) sur le Golfe de Gascogne d'après le modèle ALADIN du 23/01/09 à 12h au 24/01/09 à 21h.

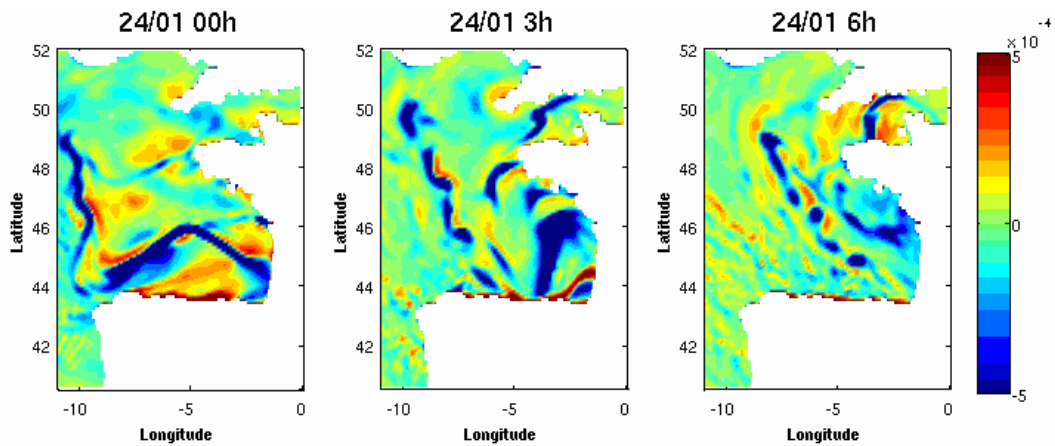


Fig. III.22 - Carte du rotationnel du vent (s^{-1}) le 24/01 00h, 3h, et 6h.

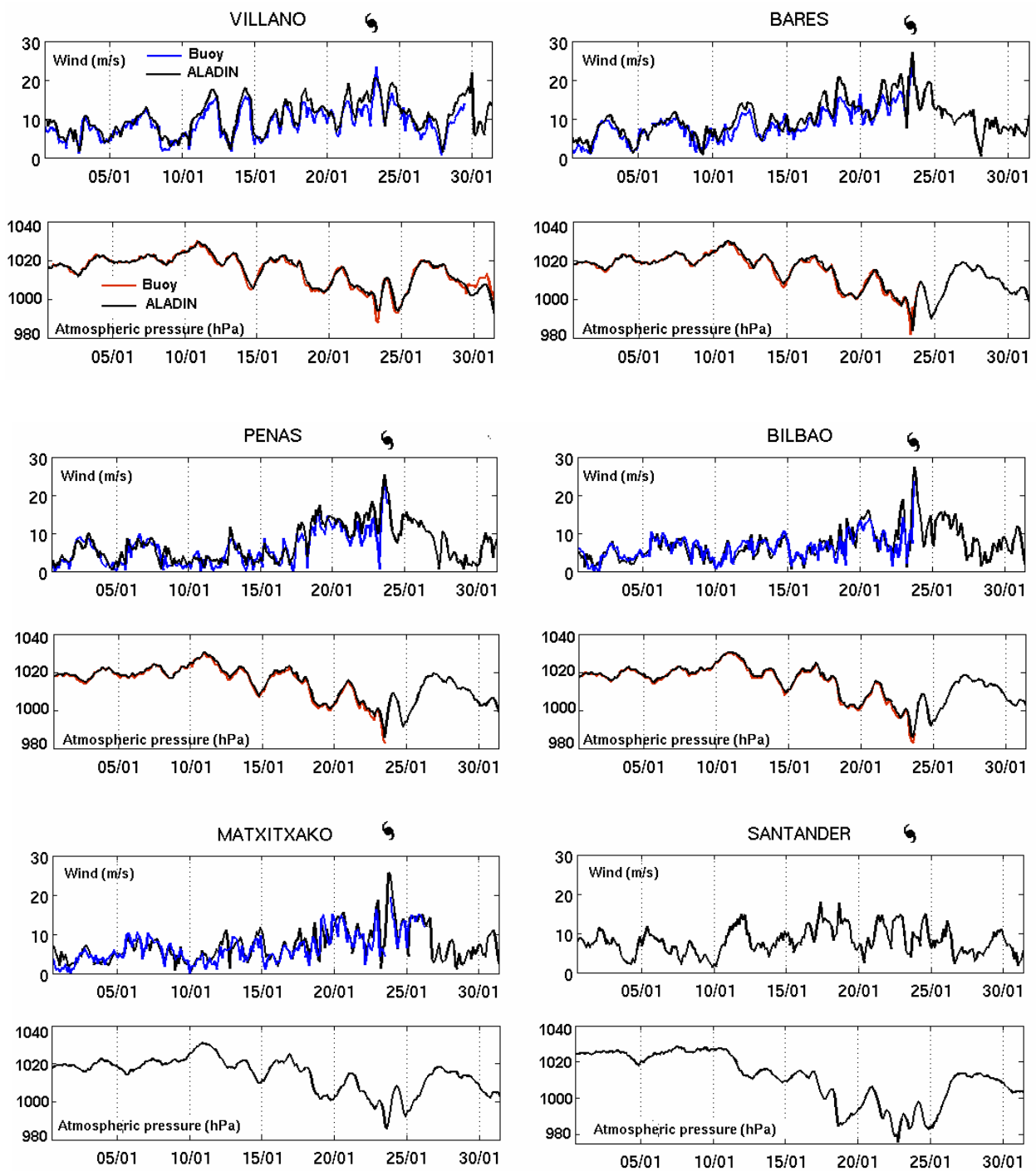


Fig. III.23 - Amplitude du vent ($m.s^{-1}$) et pression atmosphérique (hPa) horaires d'après le modèle ALADIN (en noir) et d'après les données de bouées horaires moyennées sur 3h (en bleu pour le vent, en rouge pour la pression), situées à Villano, Bares, Peñas, Bilbao, Matxitxako, et Santander ; pour le mois de janvier 2009. Chaque date est donnée à 12h du jour-dit.

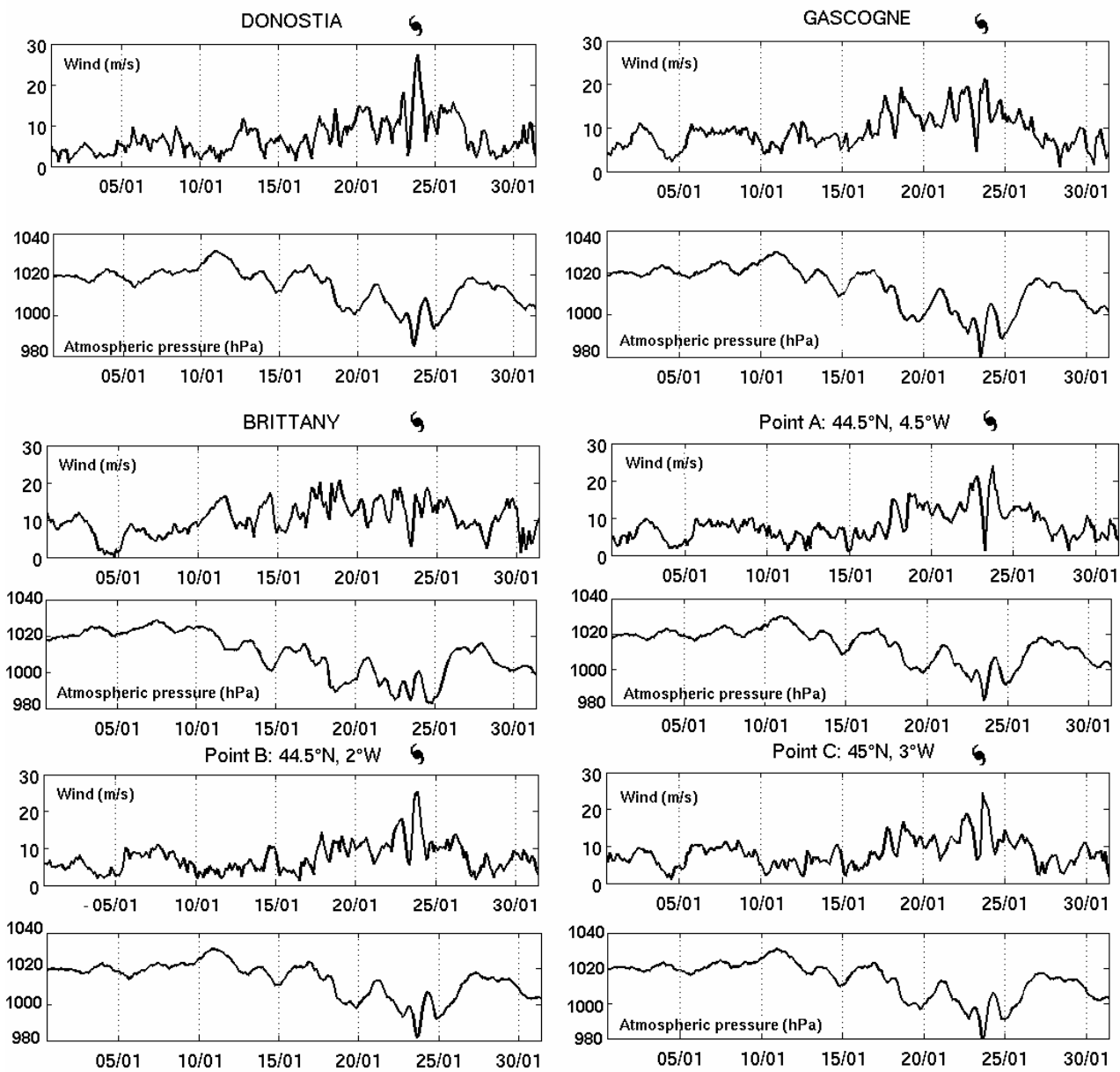


Fig. III.24 – Idem à Donostia, Gascogne, Brittany, ainsi qu'aux points A, B et C.

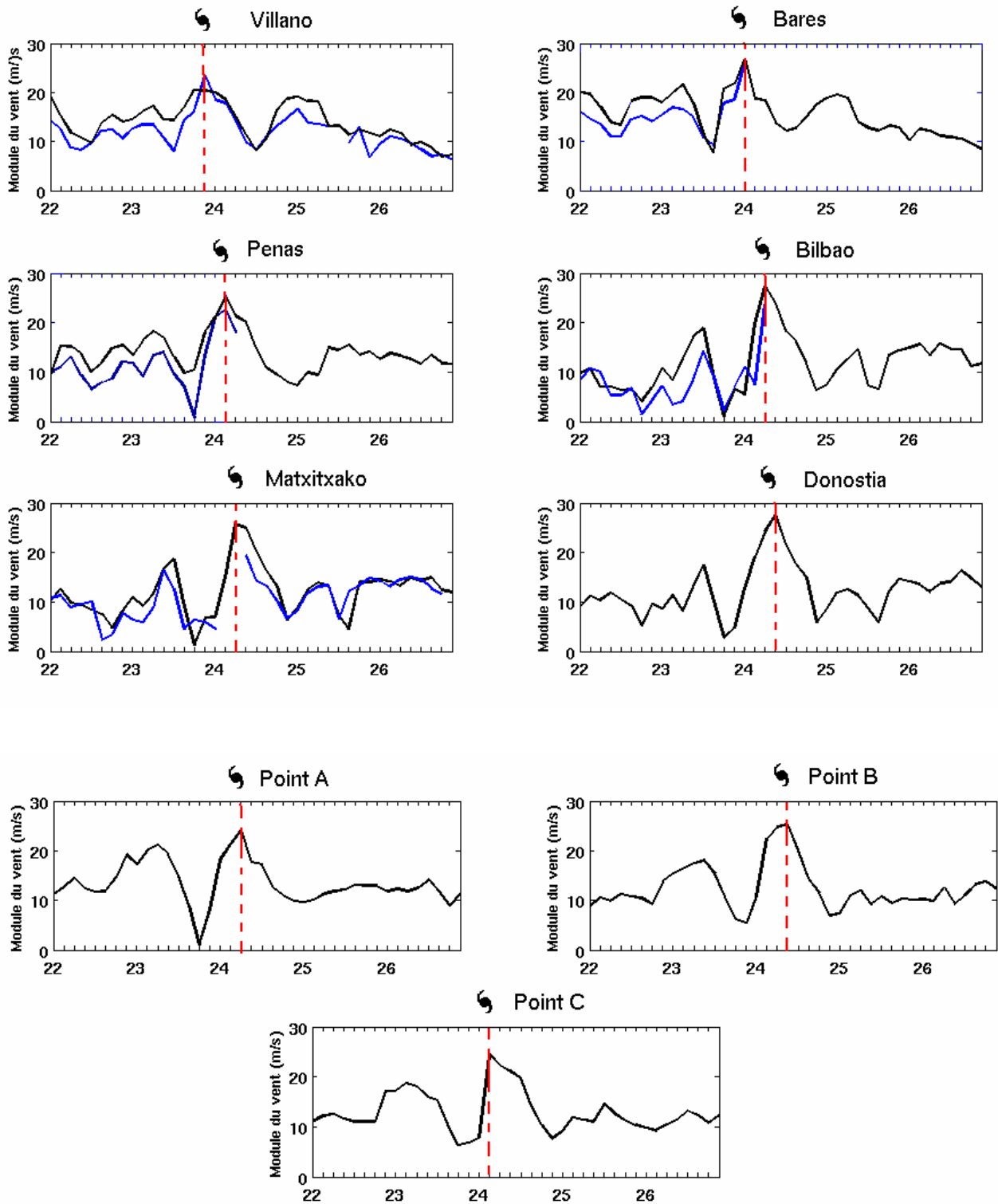


Fig. III.25 - Amplitude du vent ($m.s^{-1}$) et pression atmosphérique (hPa) horaires d'après le modèle ALADIN (en noir) et d'après les données de bouées horaires moyennées sur 3h (en bleu), situées à Villano, Bares, Peñas, Bilbao, Matxitxako, Donostia, ainsi qu'aux points A, B, et C, zoomée sur la période du 22/01 00h au 27/01 00h. Les vents les plus forts associés au passage de la tempête Klaus sont observés dans la matinée du 24/01.

Sur les séries temporelles de l'amplitude du vent et de la pression atmosphérique aux 6 bouées situées le long de la côte espagnole ainsi qu'à trois points situés un peu plus loin de la côte, montrées en figures III.23 et 24, on retrouve la chute de pression atmosphérique qui atteint un minimum de ~ 970 hPa, associée au pic d'intensité du vent (~ 25 m/s) qui se déplace d'ouest en est le long de la côte espagnole avec un premier pic observé à Villano le 23 janvier à 18h, puis à Bares et Peñas le 24 janvier à 00h et enfin dans le coin sud-est du golfe (Bilbao, Matxitxako et les points A,B,C) dans la soirée du 24 vers 9h (Fig. III. 25). On notera que l'intensification des basses pressions de surface (avec une chute de ~ 20 hPa) est apparue en moins de 24h. Cette caractéristique particulière explique l'appellation de la tempête Klaus comme un cyclone de type « bombe »

Les prévisions de vent et de pression atmosphérique fournies par le modèle ALADIN sont en bon accord avec et les données de bouées disponibles pour le mois de janvier 2009. On note cependant une légère surestimation du pic d'intensité du vent durant la tempête par le modèle ALADIN (par ex : +1m/s à Bares, +3 m/s à Peñas, +5 m/s à Matxitxako) mais ceci n'est pas systématique. De même pour le minimum de pression atmosphérique observé durant la tempête, qu'ALADIN tend à sous-estimer (de l'ordre de -1 à -2 hPa). Afin d'en savoir un peu plus quant aux incertitudes de la prédiction du modèle ALADIN et à sa représentation des caractéristiques atmosphériques de la tempête Klaus, j'ai eu l'occasion de rencontrer Philippe Arbogast, chercheur à Météo France, spécialisé dans l'étude des cyclones. Suite à notre entrevue, j'ai appris que la tempête était située légèrement plus au nord que le modèle ALADIN le prévoyait, d'où des erreurs dans l'estimation de la force et de la direction des vents notamment au sud du domaine, mis en évidence par des comparaisons avec des observations, ainsi que dans l'estimation de la pression. Ce constat peut en partie expliquer les différences observées ici aux bouées lors du pic de la tempête. Cela aura également un impact sur la réponse de la représentation de la réponse de l'océan au passage de la tempête. Nous aborderons ce point un peu plus loin dans le manuscrit. Je précise également que j'utilise des prévisions à très court-terme (au maximum 12h) d'ALADIN, de meilleure qualité que les prévisions à quelques jours. Un autre point à considérer est que l'on compare le vent aux bouées, qui est mesuré à 3m, avec le vent fourni par le modèle ALADIN, estimé à 10m. Or, [Large and Crawford \(1995\)](#) suggèrent qu'une part des différences entre les vents estimés du modèle et les vents mesurés aux bouées lors de forts coups de vents sont dues à l'influence des variations de hauteur de surface sur les profils de vitesses de vent à des hauteurs comparable à la hauteur des vagues.

Outre l'événement du 24 janvier 2009, ces séries temporelles mettent en évidence un autre creusement dépressionnaire qui précède la tempête Klaus, autour du 18-19 janvier 2009. Il se caractérise par des valeurs proches de 1000 à 1005 hPa, associé à des vents compris entre 10 et 15 m/s. Cette dépression, centrée entre l'Ecosse et l'Islande fut à l'origine d'un resserrement du gradient de pression dans le Golfe de Gascogne, générant des vents relativement forts, accompagnés du passage d'un « système frontal assez actif et porteur de pluies abondantes » ([source : Météo France](#)).

III.2 Température de l'air à 2m

Température potentielle de l'air (°C)

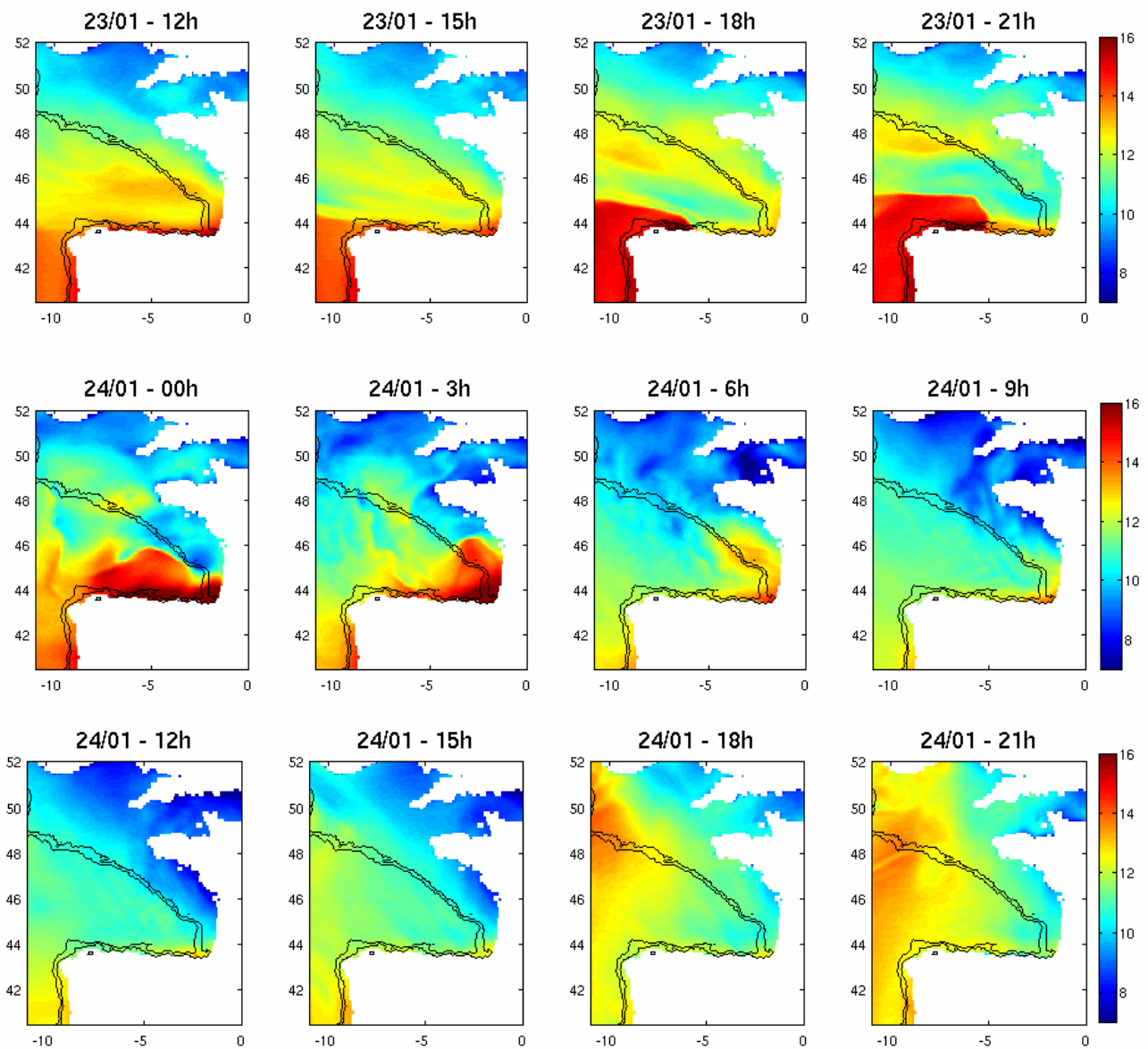


Fig. III.26 - Cartes de la température potentielle de l'air à 2 m (exprimée en °C) sur le Golfe de Gascogne d'après le modèle ALADIN, du 23 janvier 2009, à 12h, au 24 janvier 2009 à 21h.

La température des masses d'air associées au passage de la tempête Klaus (Fig. III.26), est caractéristique du développement d'un cyclone extra-tropical. En effet, celui-ci puise principalement son énergie dans le gradient horizontal de température qui existe dans l'atmosphère. Ce gradient est bien visible sur les cartes du 23 janvier à 15h, 18h, et 21h. Il est d'abord présent à l'ouest de la zone, en accord avec les champs de pression et de vent décrits précédemment, puis il évolue en même temps que le cyclone qui s'enroule de plus en plus sur lui-même. Il en résulte des températures de l'air de l'ordre de 15°C principalement sur la côte nord espagnole et sur une zone plus étendue ensuite, couvrant la partie sud puis sud-ouest du golfe.

D'après, les modèles norvégiens de formation des dépressions des latitudes moyennes, lors des phases de maturation d'un cyclone extra-tropical, la rotation cyclonique amène l'air doux de la masse chaude vers les pôles et l'air froid vers l'équateur. Lorsque le front froid rejoint le front chaud, il repousse l'air doux en altitude ; c'est la phase « d'occlusion ». L'air chaud est alors progressivement coupé de la surface ce qui provoque une remontée de la pression et l'affaiblissement du système. Un deuxième modèle, proposé par [Shapiro et Keyser](#) en 1990, propose une approche différente qui concerne les dépressions à cœur chaud comme c'est le cas de la tempête Klaus. Contrairement aux dépressions du modèle norvégien, ce modèle considère que le front chaud est plus intense que le front froid. Ainsi, durant la phase de maturation de la dépression, le front froid tend à se détacher du front chaud, ce dernier s'enroulant donc seul autour du centre dépressionnaire. Le front chaud finit par se retrouver isolé dans le centre de la dépression : c'est la « séclusion » d'air chaud. A ce niveau, l'air doux en surface est alors surmonté d'air froid, créant ainsi de l'instabilité à l'origine de la convection. Sur les cartes de la température de l'air présentées en Fig. III.26, on peut observer cet enroulement progressif de l'air chaud. Puis, le 24 janvier 6h00, on distingue une anomalie d'air chaud située au niveau du centre de la pression. Je suppose donc que cette masse d'air chaude ($\sim 1^{\circ}\text{C}$ plus chaude que l'air environnant) est le résultat de la séclusion d'air chaud suite à l'enroulement du front chaud autour de la dépression tel que le décrit le modèle Shapiro-Keyser. Ensuite, à partir du 24 janvier 9h00, une fois le cyclone passé, les températures diminuent pour revenir à des valeurs avoisinantes les $11-12^{\circ}\text{C}$.

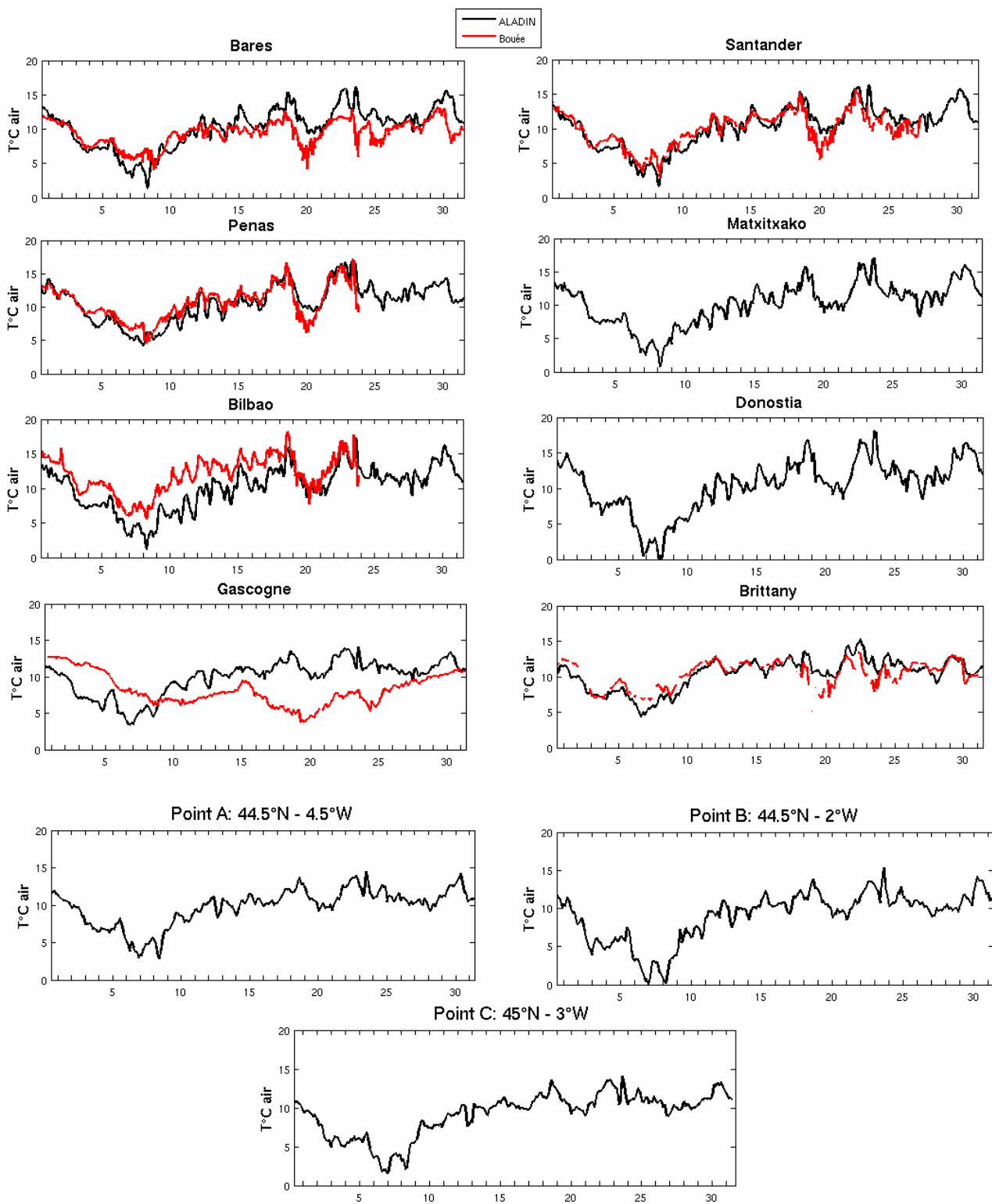


Fig. III.27 - Séries temporelles horaires de la température de l'air mesurée aux bouées (courbe rouge) situées à Bares, Peñas, Bilbao, Santander, et toutes les 3h pour Brittany et Gascogne (données non disponibles à Matxitxako et Donostia) et estimée par le modèle ALADIN aux points proches des bouées (courbe noire) ainsi qu'aux points A, B, et C ; durant le mois de janvier 2009 (jours indiqués à 12h). Les données ALADIN sont des données toutes les 3h, interpolées toutes les heures lorsqu'elles sont comparées aux données horaires des bouées.

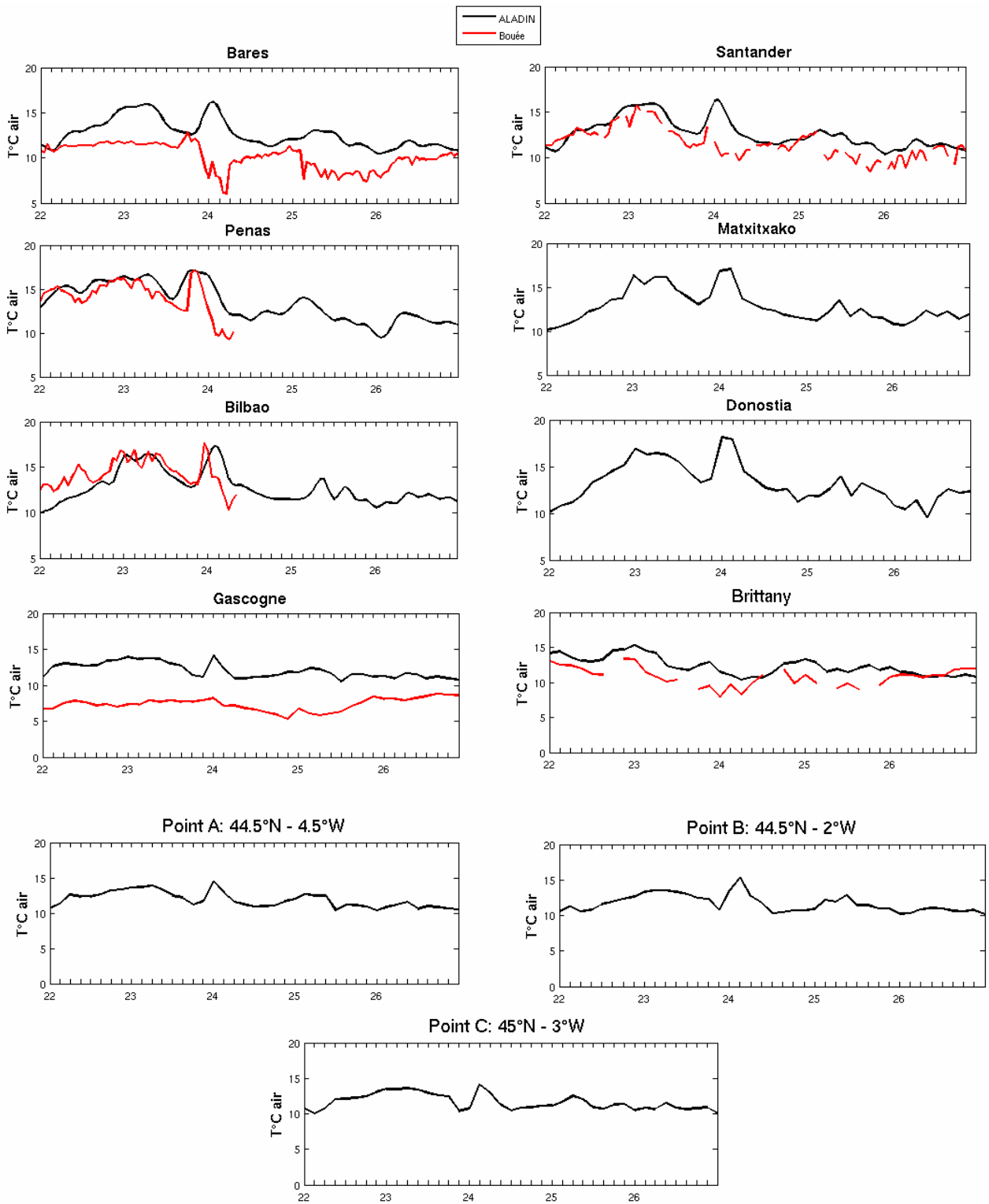


Fig. III.28 - Zoom de la Figure III.36 du 22/01 à 00h au 27/01 00h (jours indiqués à 00h). On rappelle que les vents les plus forts sont apparus dans la matinée du 24/01.

Analyse de la température de l'air mesurée aux bouées.

Les bouées situées le long de la côte nord espagnole (Peñas, Bares, Bilbao, Santander) ont enregistré un pic de température au passage du front chaud le 23 entre 18h et 21h, suivi quelques heures après d'une baisse de température (front froid) avec un minimum atteint le 24/01 vers 3h (Fig. III.27 et III.28). La hausse de température varie de 1 à 3-4°C. La diminution de la température due au passage du front froid par rapport à la température de l'air avant l'arrivée de la tempête atteint quant à elle $\sim -6^{\circ}\text{C}$ à Bares et Peñas.

Comparaison avec les températures estimées par le modèle ALADIN.

Bien que les variations de température de l'air soient globalement bien représentées par le modèle ALADIN, on relève des biais chaud (Bares) ou froid (Gascogne et Bilbao) selon le lieu. On observe également un décalage de 3 à 4 heures du maximum de température atteint lors du passage du front chaud. En effet, la rapidité du phénomène semble mal évaluée par le modèle du fait de son échantillonnage temporel (toutes les 3h). Par conséquent, le modèle surestime de quelques heures la durée du phénomène. Cependant, l'amplitude du signal et la valeur du maximum atteint sont correctement représentées. La question de l'échantillonnage est probablement également responsable de la légère sous-estimation de la baisse de température associée au front froid observée en certains points.

Par ailleurs, le refroidissement de l'air associé au passage de la tempête Klaus a été très bref à l'inverse de celui engendré par l'évènement du 19-20 janvier que nous avons évoqué dans les sections précédentes. Nous verrons que cet événement a son importance dans la caractérisation de la réponse de l'océan à la tempête Klaus.

III.3 Précipitations

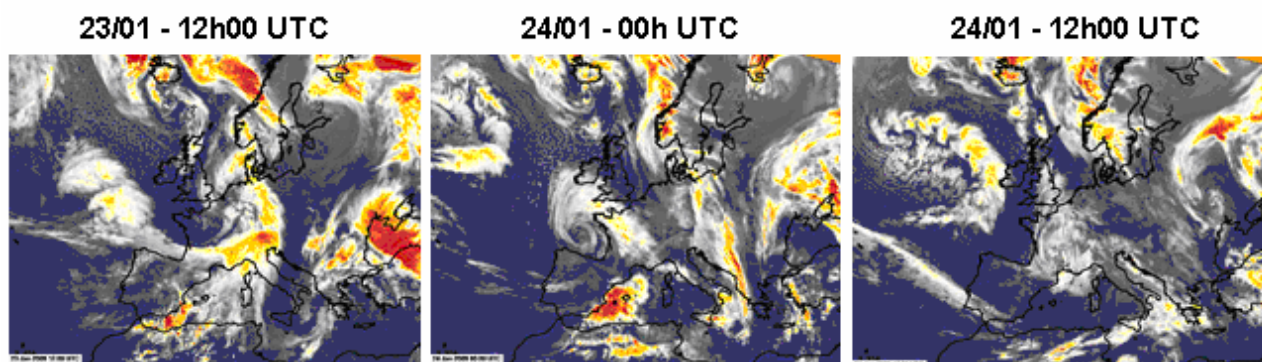


Fig. III.29 - Images satellites infrarouge (METEOSAT) pour le 23 janvier 2009 12h UTC, le 24 janvier à 00h UTC et le 24 janvier à 12h UTC (extrait et modifié de [Liberato et al., 2010](#))

Précipitation (mm/s)

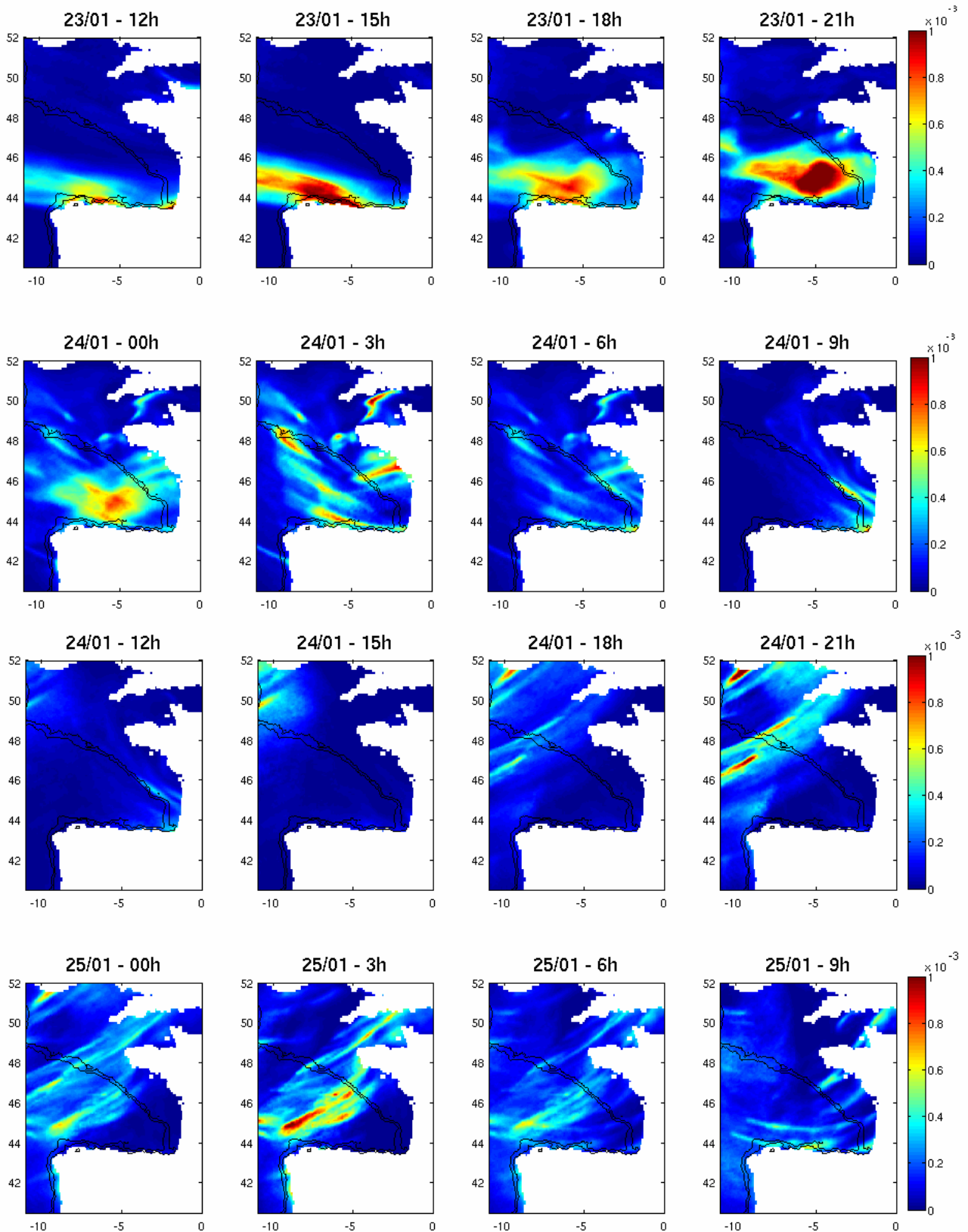


Fig. III.30 - Carte des précipitations (en mm/s) d'après le modèle ALADIN, du 23 janvier 2009 à 12h au 25 janvier 2009 à 21h.

Le front chaud décrit précédemment est associé à une bande de nuages convectifs (Fig. III.29) qui se forment à l'avant du front froid et qui sont à l'origine de fortes précipitations. En effet, les cartes de précipitations extraites du modèle ALADIN présentées en figure III.30, nous montrent un front pluvieux étendu, présent à l'ouest de la zone dès le 23 janvier à 12h, qui s'étend ensuite vers l'ouest pour atteindre en soirée divers points du littoral aquitain. Les précipitations persistent à l'arrivée du centre de dépression (24 janvier 3h) pour s'atténuer ensuite.

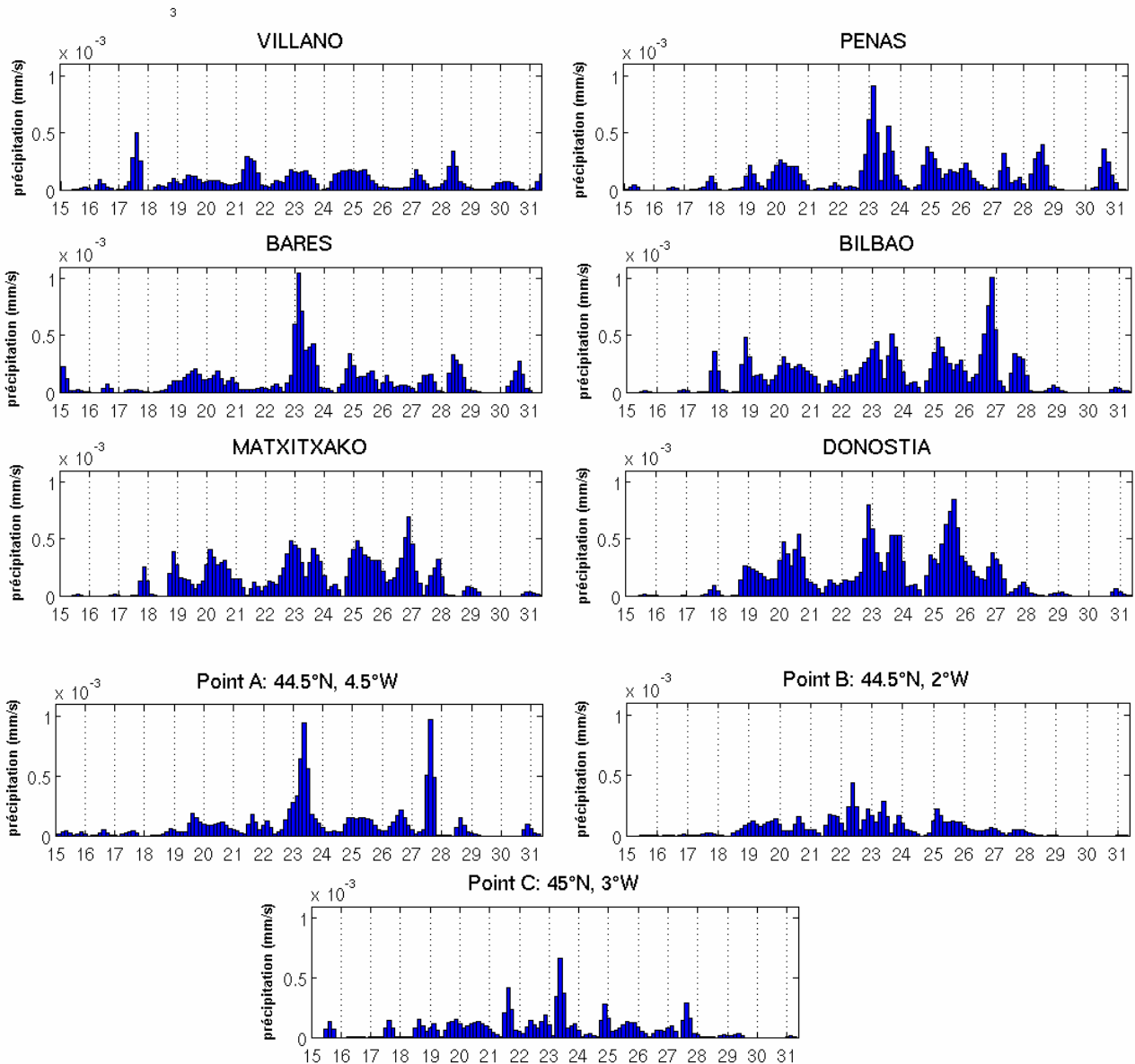


Fig. III.31 - Série temporelle des taux de précipitations (en mm/s) fournies par le modèle ALADIN toute les 3h, aux points du modèle les plus proches des bouées Villano, Peñas, Bares, Bilbao, Matxitxako et Donostia, et pour 3 points A, B, C, situés respectivement à 44.5°N- 4.5°W ; 44.5°N- 2°W ; et 45°N-3°W, du 10 au 31 janvier 2009. Chaque date est donnée à 12h du jour-dit.

Les séries temporelles aux points proches des bouées (Fig. III.31) et aux 3 points A, B, C, nous indiquent que le maximum de précipitations a été observé le 23 janvier à 15h à Peñas et Bares (respectivement de l'ordre de $0.8 \cdot 10^{-3}$ mm/s et 1.10^{-3} mm/s), ainsi qu'au point A. Comme l'avaient suggéré les cartes du modèle (figure III.30), les précipitations sont assez localisées et inégales sur l'ensemble de la zone. Par ailleurs, on remarque que de façon générale, les précipitations ont été relativement fortes dès le 18 janvier, en accord avec le creusement dépressionnaire repéré en figure III.22.

III.4 Flux de chaleur net

Les flux de chaleur net ont été calculés en faisant la somme des différents flux qui interviennent à l'interface océan-atmosphère, soit : le flux solaire, le flux net des rayonnements infrarouges, le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente. Ce dernier représente l'énergie échangée au cours du changement de phase de l'eau : l'évaporation à la surface des océans qui refroidit la surface et introduit de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, et la condensation dans les nuages qui entraîne une libération de chaleur qui réchauffe l'atmosphère. Le flux de chaleur latente est donc associé à la quantité de vapeur d'eau introduite dans l'atmosphère, mais la chaleur n'est libérée qu'ultérieurement lors de la condensation, d'où l'appellation "latente". Il dépend de la différence entre l'humidité spécifique de l'air et l'humidité spécifique à la surface de l'océan, ainsi que du vent. La chaleur sensible correspond quant à elle à la quantité de chaleur échangée directement par l'atmosphère et l'océan par conduction. Elle est proportionnelle à la différence de température entre les deux milieux et à l'intensité du vent. Un flux de chaleur net négatif (positif) indique un(e) perte (gain) de chaleur pour l'océan. Le flux solaire incident est issu des champs ALADIN ; les autres composantes (flux radiatif à grande longueur d'onde et flux turbulents) sont estimées par le modèle à partir des variables atmosphériques fournies par ALADIN, des variables océaniques (SST, courants) simulées et des bulk formulae qui paramétrisent le couplage air-mer.

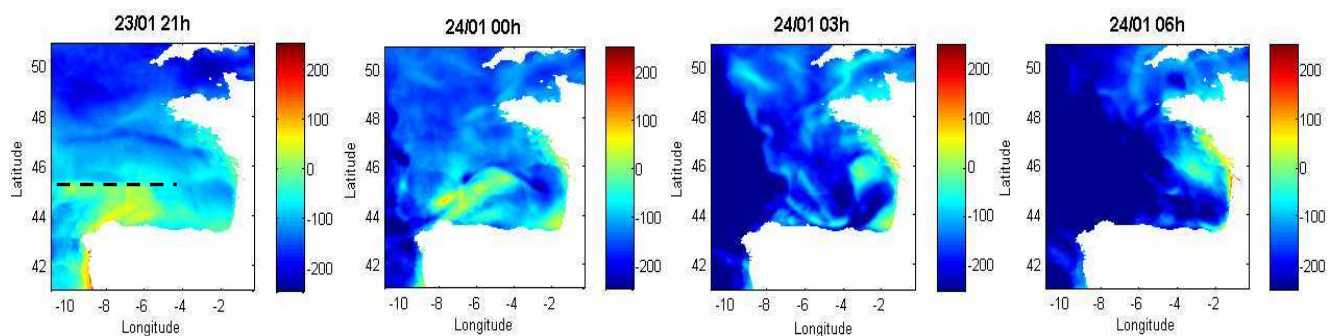


Fig. III.32 - Cartes du flux de chaleur net à la surface de l'océan (en W/m^2) du 23/01 21h au 24/01 6h. Les valeurs négatives (positives) indiquent une perte (gain) de chaleur par l'océan. La ligne pointillée indique la localisation approximative du front froid.

La variabilité du flux de chaleur net à la surface de l'océan est fortement contrôlée par le flux de chaleur latente, libérée par condensation de la vapeur d'eau. Le 23/01 à 21h (Fig. III. 32) on observe ainsi une tendance à la perte de chaleur (de -50 à -200 $W \cdot m^{-2}$) au nord du front froid (indiqué par la ligne

pointillée), associée à la présence d'air froid, et une légère tendance au gain de chaleur (atteignant + 60 $W.m^{-2}$) au sud du front froid, associée à la présence de masses d'air chaudes en lien avec l'approche du centre dépressionnaire. La distribution des flux de chaleur suit ensuite le déplacement du cyclone vers l'est, le gain de chaleur par l'océan s'atténuant progressivement avec l'enroulement et le soulèvement de l'air chaud (Fig.III.32, le 24/01 à 00h, 3h et 6h). Finalement, la zone où le flux de chaleur est positif est réduite à la zone de séclusion de l'air chaud au centre du cyclone (Fig.III.32, le 24/01 à 6h). Dans le reste du golfe, les flux de chaleur sont négatifs et atteignent $-400 W.m^{-2}$.

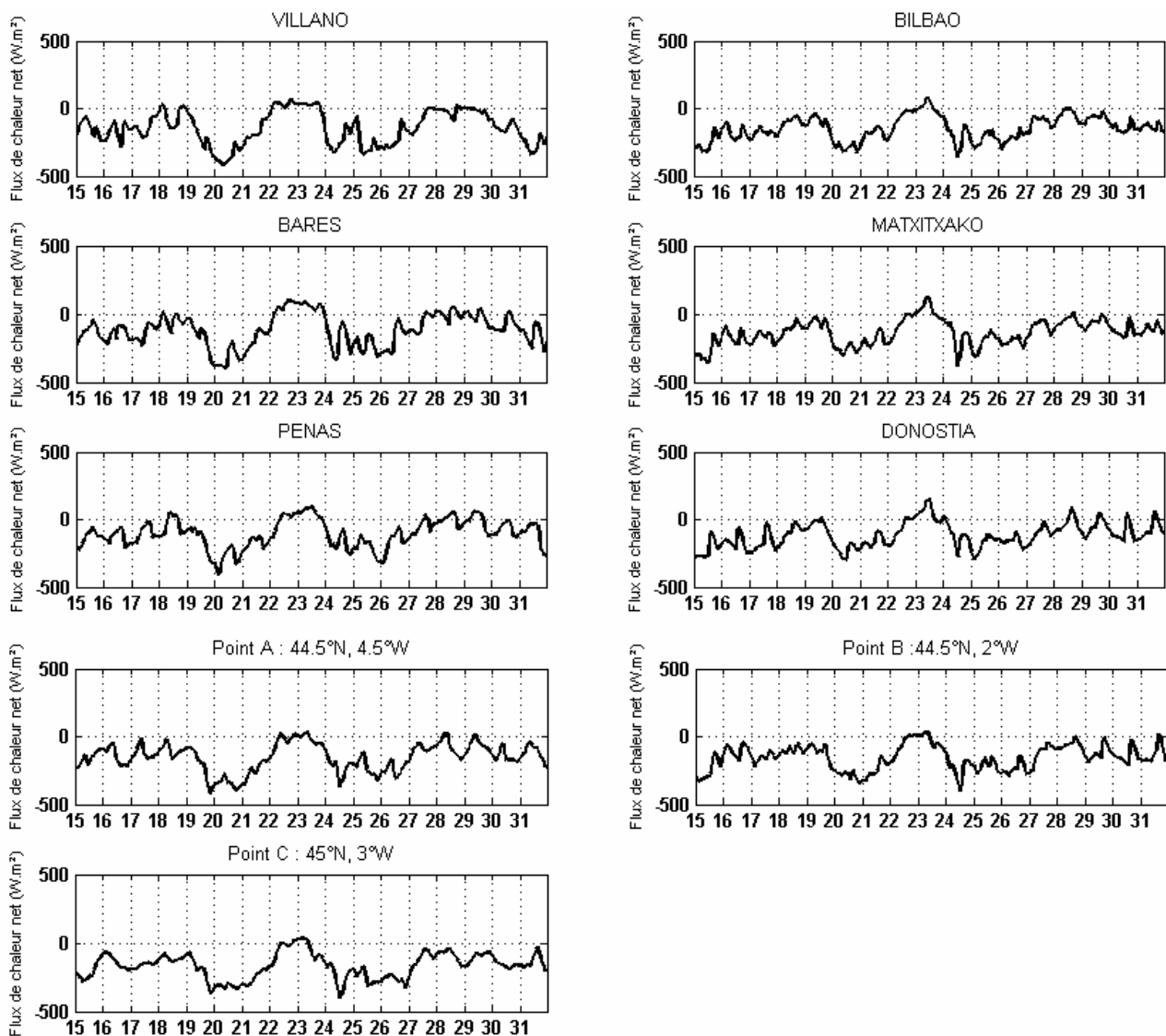


Fig. III.33 - Séries temporelles horaires du flux de chaleur net à la surface de l'océan ($W.m^{-2}$) aux points du modèle les plus proches des bouées Villano, Peñas, Bares, Bilbao, Matxitxako et Donostia, et aux points A, B, C, situés respectivement à $44.5^{\circ}N-4.5^{\circ}W$; $4.5^{\circ}N-2^{\circ}W$, et $45^{\circ}N-3^{\circ}W$; du 15 au 31 janvier 2009. Chaque date est donnée à 00h du jour-dit.

Les séries temporelles du flux de chaleur net (Fig. III.33) montrent que la tempête Klaus a été précédée d'un évènement à l'origine d'une perte de chaleur par l'océan similaire voire plus importante. En effet, aux points des bouées Villano, Bares, et Peñas notamment, alors que les valeurs du flux net restent en

moyenne supérieures à -250 W.m^{-2} dans la journée du 24 au 25 janvier, elles sont proches de -450 W.m^{-2} durant la période du 19 au 20 janvier.

Résumé

La tempête Klaus se caractérise par sa trajectoire, située plus au sud du rail généralement suivi par les dépressions du Nord-Est Atlantique, l'intensité de ses vents et leur persistance, l'importance du creusement dépressionnaire ainsi que la rapidité de son déplacement. La dépression se trouvait dans le centre du bassin le 24/01 à 00h et a atteint la Rochelle 6h plus tard.

L'analyse des variables fournies par le modèle ALADIN, qui force notre simulation océanique, ainsi que les échanges avec Philippe Arbogast de Météo-France, nous ont appris que le modèle ALADIN a prédit une trajectoire légèrement trop au sud de celle réellement empruntée par la tempête. Ceci mène donc à de légers biais dans l'estimation de l'intensité des vents et de la pression, mis en évidence lors des comparaisons aux bouées situées le long de la côte nord espagnole. Le passage de la tempête à travers le Golfe de Gascogne s'est également caractérisé par une montée et une baisse soudaine de la température de l'air, associées respectivement au passage du front chaud et du front froid, caractéristique du cyclone. Même si le modèle ALADIN semble avoir fidèlement représenté l'amplitude de cette réponse, son échantillonnage temporel ne lui a pas permis de représenter correctement la rapidité du phénomène ainsi que l'amplitude de la baisse de température associée au front froid. De plus, la tempête s'est accompagnée de fortes précipitations, qui sont apparues dès le 23/01 à 12h dans la partie ouest du golfe pour s'intensifier ensuite vers les parties plus centrales du Golfe de Gascogne. Nous verrons de quelle façon l'intensité de ces précipitations a eu un impact sur les couches superficielles de l'océan.

Par ailleurs, l'analyse a mis en évidence l'existence d'un événement dépressionnaire qui a traversé le Golfe de Gascogne quelques jours avant l'arrivée de Klaus. Bien que les vents aient été moins forts et le creusement dépressionnaire moins marqué, cet événement a été responsable d'une perte de chaleur par l'océan plus importante que durant Klaus. Il se caractérise également par une baisse de la température de l'air plus marquée et plus persistante dans le temps. Nous verrons par la suite de quelle façon cet événement conditionnera la réponse de l'océan au passage de la tempête Klaus.

Chapitre 3

Réponse de l'océan à la tempête Klaus

I. Surcote

I.1 Description du phénomène

L'arrivée d'un important système dépressionnaire associé au passage d'une tempête s'accompagne d'une élévation « anormale » du niveau marin au-dessus de la marée astronomique prévue (Bouligand et Pirazzoli, 1999). On parle alors de « surcote marine ». Elle est le résultat de la combinaison de plusieurs facteurs (Fig. III.34):

- *La pression atmosphérique* : la baisse de pression liée au passage d'une dépression contribue à rehausser « anormalement » le niveau des eaux. C'est le phénomène dit de « baromètre inverse » : Une diminution d'1 hPa équivaut approximativement à une élévation d'1cm du plan d'eau si le système dépressionnaire est stationnaire et après un temps suffisamment long pour obtenir l'équilibre.
- *L'effet du vent de mer* qui accumule l'eau vers la côte (aussi appelé « effet de compression »). Cet effet est considérablement amplifié par faible profondeur (plateaux continentaux très étendus, larges aires maritimes peu profondes) ou avec une côte en forme d'entonnoir (estuaire, baie...).
- *Le "setup"* : il s'agit de la surélévation du niveau moyen due au déferlement des vagues. A l'approche des côtes, les vagues générées par la tempête déferlent. Elles transfèrent alors leur énergie sur la colonne d'eau, ce qui provoque une surélévation moyenne du niveau de la mer pouvant s'élever à

plusieurs dizaines de centimètres. Son impact est plus important sur des côtes basses non protégées par des brisants ou des digues.

- *Le "surf beat"* : le déferlement des trains de vagues provoque des oscillations de longue période du niveau moyen qui s'ajoutent au setup.
- *L'accumulation des eaux fluviales* : ce phénomène intervient à l'embouchure des cours d'eau (estuaires). Il s'agit de l'accumulation des eaux fluviales dans l'estuaire, gênées dans leur écoulement par des vents contraires et par l'onde combinée de marée et de surcote. Cet accroissement subit du débit des cours d'eau est souvent le résultat de fortes précipitations concomitantes ou ayant juste précédé la tempête à l'origine de la surcote. C'est par exemple ce qui est arrivé à Arles en décembre 2003 suite à un épisode de pluies cévenoles.

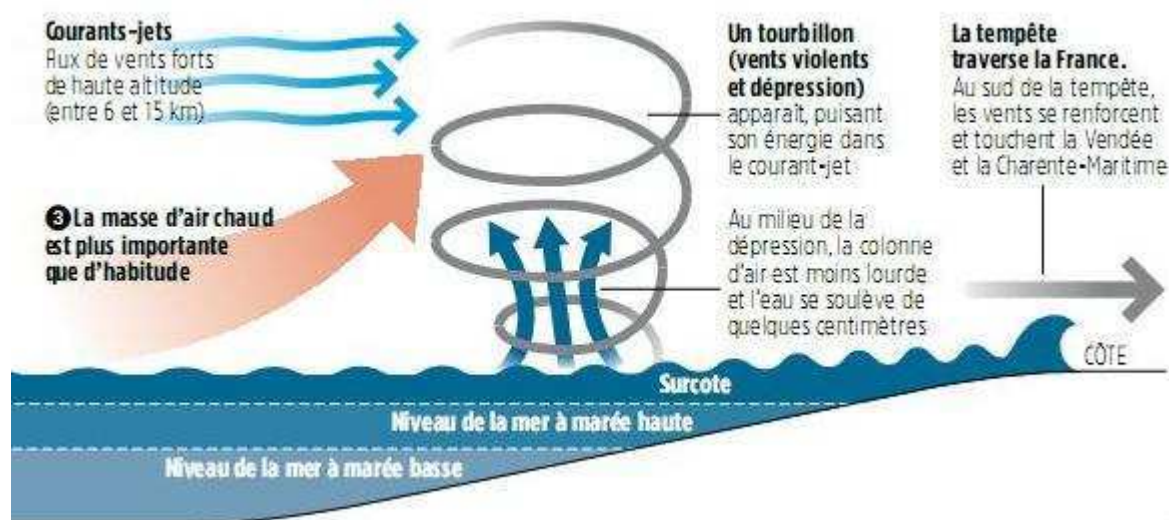


Fig. III.34 - Schéma récapitulatif des principaux mécanismes à l'origine de la surcote marine (extrait et modifié de www.lafautesurmer.net)

Ainsi, le niveau moyen de la mer lors de la tempête Klaus résulte de l'ensemble de ces contributions (effet des forçages atmosphériques, marée astronomique et interactions non-linéaires entre eux) qui peuvent être mesurées par les marégraphes côtiers mis à notre disposition.

I.2 Signal mesuré aux marégraphes lors de Klaus

Dans l'analyse qui suit nous nous sommes intéressés à la surcote due au vent mesurée aux marégraphes et estimée par notre simulation numérique lors du passage de la tempête Klaus.

I.2.1 Extraction du signal de surcote dû au vent

Pour extraire le signal de surcote marine due au vent du signal mesuré aux marégraphes, une première

étape consiste à soustraire la valeur de la marée astronomique à nos données marégraphiques horaires. J'ai utilisé pour cela le code « detidor » (cf chap1) : pour chaque valeur horaire de hauteur d'eau enregistrée, les constantes harmoniques ont été séparées par analyse spectrale, puis calculées en amplitude et en phase, sur la période du 1^{er} juin 2007 au 31 mars 2009. NB : Idéalement, l'accès aux variations de la hauteur d'eau uniquement forcées par les conditions climatiques et météorologiques supposerait de prendre en compte l'effet des variations du niveau lié à la tempête sur la marée (par exemple en réalisant l'opération : simulation avec marée et forçage atmosphérique – simulation avec marée uniquement).

Dans une seconde étape on soustrait la surcote barométrique au signal résiduel. Celle-ci est déduite de la loi du baromètre inversé (IB) à partir des valeurs de pression atmosphérique mesurée aux marégraphes. Notons cependant que cette correction basée sur l'approximation du baromètre inverse ne prend en compte que la composante statique (et non dynamique) de la réponse au forçage par la pression atmosphérique. Or, proche des côtes, le ratio entre la composante statique et la composante dynamique diminue et dépend notamment de la complexité de la côte et de la topographie ainsi que des échelles de temps de la tempête (Carrère and Lyard, 2003). Considérer uniquement la composante statique peut donc être source d'imprécision.

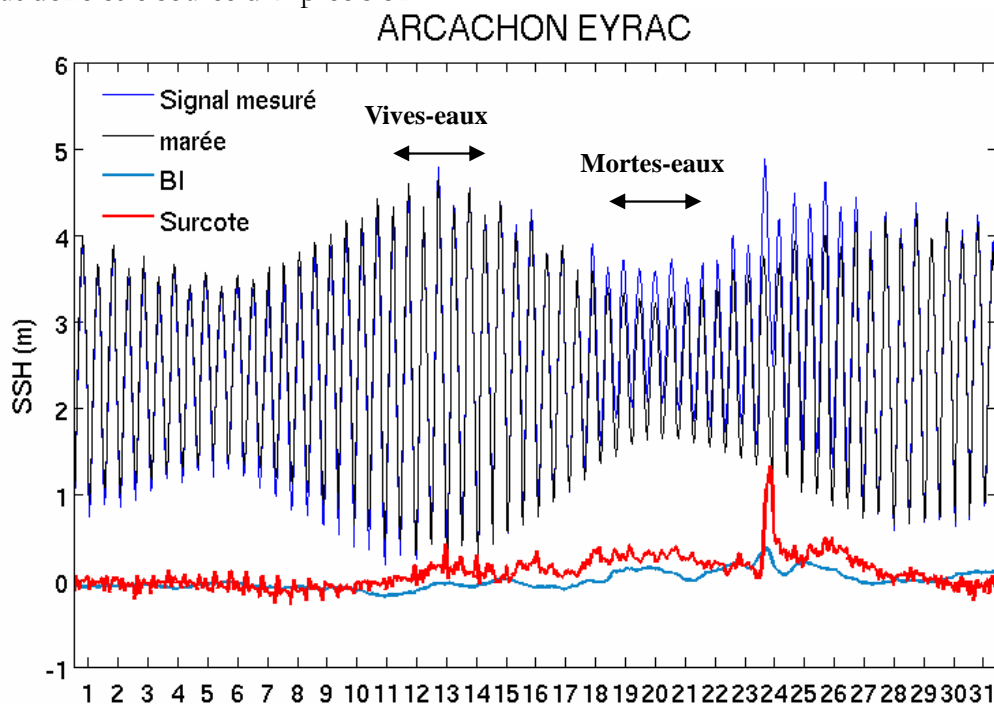


Fig. III.35 - Série temporelle sur le mois de janvier 2009 du signal observé au marégraphe situé à Arcachon Eyrac (bleu) ; signal de marée astronomique extrait du signal observé (noir) ; du signal du baromètre inverse (cyan) ; et du signal de surcote (signal mesuré – signal de marée – signal de BI) (rouge).

La figure III.35 présente les différentes contributions du signal de hauteur de mer observé au marégraphe situé à Arcachon Eyrac. L'utilisation des séries de hauteur de surcote plutôt que celle des données marégraphiques brutes permet ainsi d'analyser aussi indépendamment que possible l'impact du

vent sur les variations du plan d'eau.

Durant la tempête Klaus (le 24/01), le coefficient de marée n'était pas très élevé et le maximum de surcote est apparu en période de basse mer. Ce faible coefficient de marée a permis de réduire l'effet de surcote et par conséquent les inondations de certaines régions littorales. Ainsi, à cette station, le signal le maximum de hauteur d'eau observé est de ~ 4.8 m. Par comparaison, on se souvient de la tempête Xynthia du 28 février 2010 qui, par concomitance entre la tempête, l'instant de la pleine mer, et la vive eau d'équinoxe (coefficient de marée important de 102) a engendré une élévation du niveau d'eau à la côte exceptionnelle et aux conséquences dramatiques (à la Rochelle par exemple la hauteur de pleine mer observée a été de 8.01 m, pour une surcote atmosphérique de 1.53 m) ([source : SHOM](#)).

La part du signal du baromètre inverse a un ordre de grandeur peu élevé par rapport à la surcote engendrée par le vent (~ 0.37 m au maximum du signal soit 8% du signal observé, apparu 2h avant le maximum de surcote due au vent). La surcote atmosphérique de la tempête du 24 janvier a donc été principalement générée par l'effet des vents et les effets de la pression non statiques. A Arcachon Eyrac, elle s'élève à 1,1 m soit 22.5% du signal observé.

Dans l'analyse qui suit, je compare le signal de surcote dû au vent estimé par le modèle et celui mesuré aux marégraphes (qui, contrairement au modèle, contient également le signal dû aux vagues). Pour cela, j'ai extrait le signal de marée du signal simulé en utilisant le « comodo-detidor » (cf section II.2 du chapitre I), le signal obtenu en sortie étant préalablement corrigé du signal de baromètre inverse à partir des champs de pression atmosphérique ALADIN. A la différence des mesures marégraphiques, le « detiding » des hauteurs d'eau simulées a été réalisé sur 74 jours (ma période de simulation) contre plus de 2 ans et demi pour les marégraphes. Ce choix a été fait afin d'optimiser la suppression du signal de marée dans les données marégraphiques brutes. Cette différence sera à prendre en compte lors des comparaisons modèle-marégraphes. Enfin, afin d'obtenir des signaux comparables (la référence pour la SSH n'étant pas la même pour le modèle et pour les marégraphes) la moyenne sur le mois de janvier du niveau de la mer a été retirée du modèle et des observations.

I.2.2 Modélisation de la surcote

Les cartes d'élévation du niveau de la mer (Fig. III.36) (corrigée de la marée et du baromètre inverse) indiquent que la tempête a généré un signal de surcote sur les côtes atlantiques et le long de la côte nord espagnole, au niveau de la pointe ouest, du Cap Ortegal jusqu'à Cabo de Peñas. Le 24/01 à 2h, la surcote s'étend sur l'ensemble de la façade Atlantique. Elle se caractérise par une élévation de hauteur de mer $> +0.13$ m. Trois heures après, elle ne concerne plus que les côtes situées au sud de 46°N du fait de l'intensification des vents d'ouest au sud de la dépression qui se trouve alors sur le plateau (cf. les cartes du vent de la Fig. III.21).

Le signal le long de la côte espagnole est principalement localisé sur la pointe ouest du fait de

l'intensification des vents du nord à l'ouest de la dépression. Il apparaît dès le 24/01 à 00h00, alors que la tempête (dont la position approximative est indiquée par un rond rouge sur les cartes) se situe vers 5°W et s'amplifie ensuite pour atteindre un maximum vers 3h00.

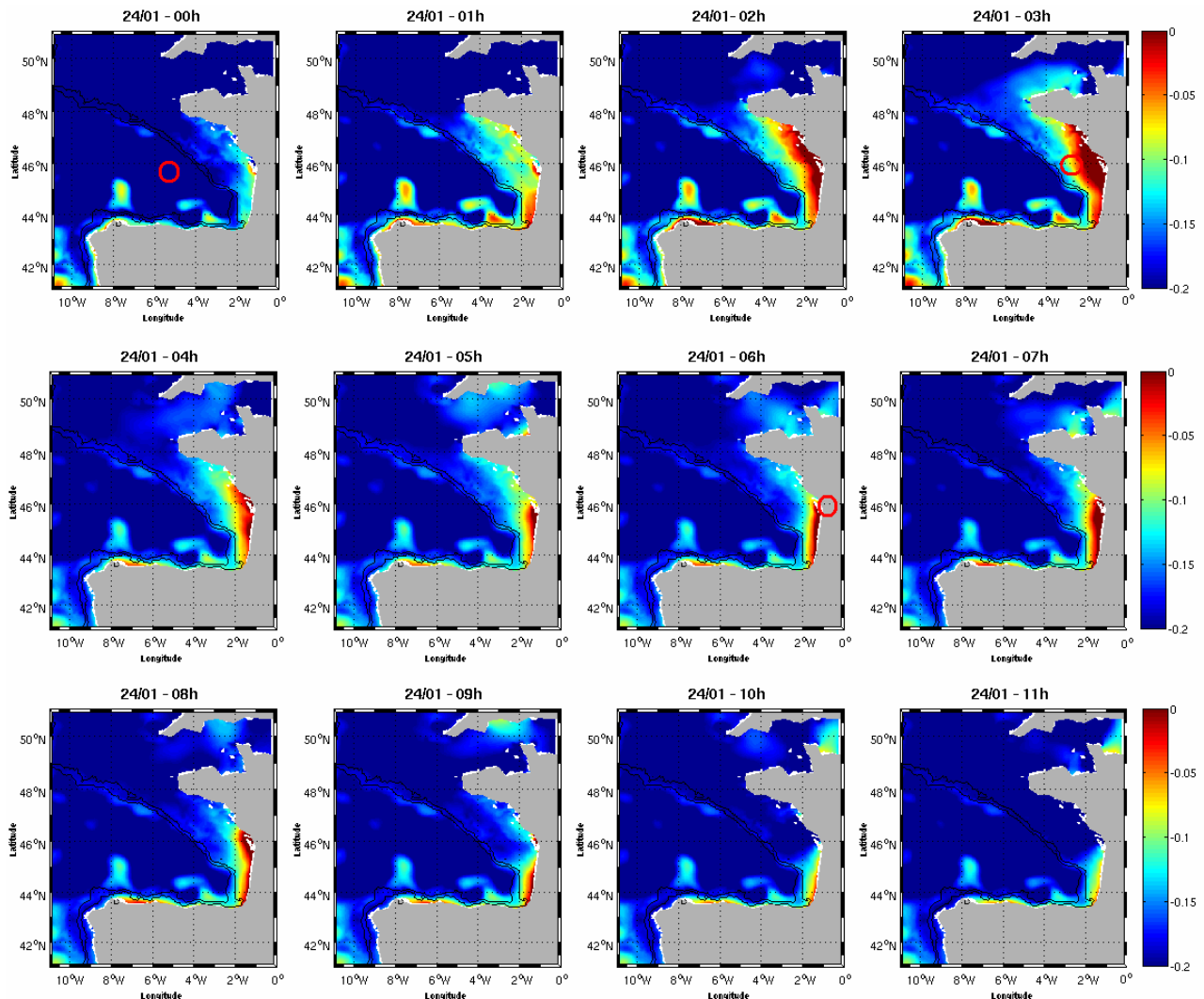


Fig.III.36 - Hauteurs de mer (en m) horaires d'après BAOBIS_G1, du 24/01 2009 00h au 24/01 2009 11h. Le signal de marée et de baromètre inverse ont été soustraits au signal « total ». Le cercle rouge (le 24/01 à 00h00, à 3h00 et 6h00) indique la localisation approximative du centre dépressionnaire associé à la tempête Klaus. Les lignes de contour, noires, indiquent les isobathes -1000 m et -200 m.

I.2.3 Analyse du signal de surcote dû au vent aux 4 marégraphes et comparaison avec le modèle

Analyse du signal de surcote dans les séries marégraphiques.

Les séries temporelles des anomalies de hauteur de mer, corrigée de la marée astronomique et du baromètre inverse, aux 4 marégraphes (Saint Nazaire, Sables d'Olonne, La Rochelle, et Arcachon

Eyrac ; en bleu) et simulées par notre modèle aux points les plus proches de ces marégraphes (en rouge), sont présentées en figure III.37, pour le mois de janvier 2009 puis zoomées sur la période de tempête. Les anomalies positives (négatives) correspondent à une surcote (décote), générée par le vent. Le passage de la tempête se traduit par une variation brusque du niveau de la mer : en l'espace de 6 heures, est survenue une surcote (le 24/01 entre 3h00 et 6h00), suivie d'une décote (le 24/01 autour de 9h00). La surcote s'intensifie vers le sud passant d'une valeur d'anomalie de hauteur de mer de 0.2 m à Saint Nazaire, le 24/01 à 5h00, à une valeur proche de 1.15 m à Arcachon Eyrac, le 24/01 à 8h00. Cette amplification de la surcote vers le sud est en accord avec la trajectoire du centre dépressionnaire (qui se trouvait à la latitude de la Rochelle) et le renforcement des vents au sud du cyclone (cf. chapitre II, Fig. III.21).

Comparaison Modèle-Marégraphes.

Même si le modèle représente assez bien l'intensification de la surcote vers le sud, il tend à sous-estimer l'intensité du signal de surcote. Les différences observées entre les maxima de surcote sont comprises entre ~ 0.10 m à Saint Nazaire et 0.8 m à Arcachon Eyrac. L'amplitude de la surcote due au vent représentée par le modèle dépend de l'amplitude et de la direction des vents. La figure III.38 montre l'amplitude et la direction des vents locaux tels qu'ils ont été vus par le modèle ALADIN, qui force notre simulation, au point le plus proche des marégraphes.

Le passage du cyclone se caractérise par de brusques variations en intensité et en direction du vent. A La Rochelle et aux Sables d'Olonne, les vents du sud, propices à l'accumulation d'eau à la côte ont été très brefs, et immédiatement suivis d'un vent contraire, dirigé vers le sud (amplitude de 15 m/s), à l'origine de la décote observée. A Saint Nazaire, les vents sont contraires à l'établissement d'une surcote (dirigés vers le sud) ce qui peut expliquer le faible signal observé dans le modèle. En effet, le modèle ALADIN voit le cœur de la tempête passer légèrement plus au sud de Saint Nazaire (cf. chap.2). A Arcachon Eyrac, où le signal de surcote est plus prononcé, on relève des vents d'ouest particulièrement fort de 3h00 à 9h00 avec un maximum à 6h00 (amplitude de 26.65 m/s). Il apparaît également un décalage de 1h du maximum de hauteur d'eau observé lors de la surcote

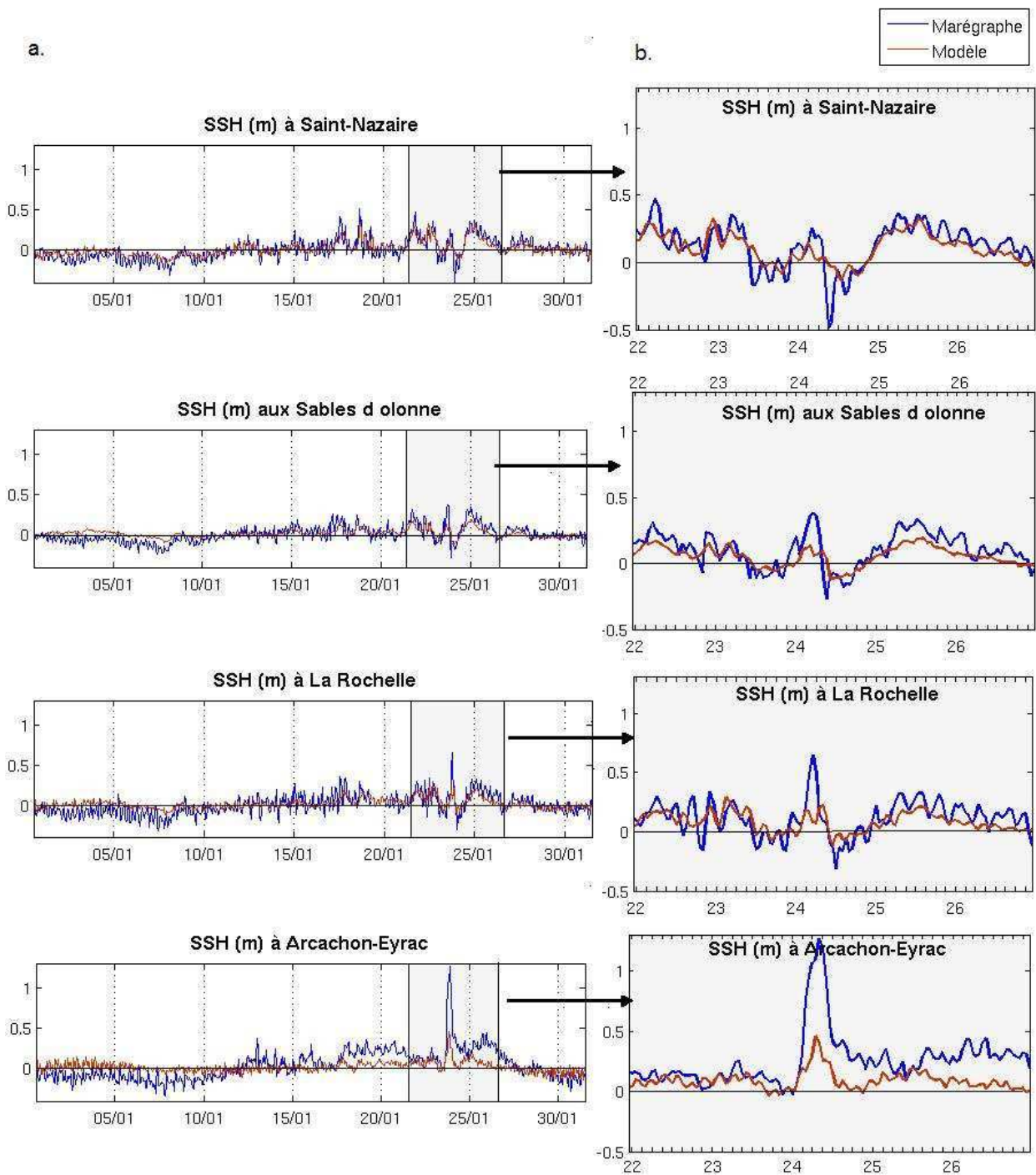


Fig.III.37 - Anomalies de hauteur de mer (m) par rapport à la moyenne sur le mois de janvier 2009 aux marégraphes situés à Saint Nazaire, Sables d'Olonne, La Rochelle, et Arcachon Eyrac, du 1^{er} au 31 janvier 2009 (a) et zoomé sur la période comprise entre le 22 janvier 00h00 au 26 janvier 23h00 (b), mesurées aux marégraphes (courbe bleue) et simulées par le modèle (courbe rouge), toutes les heures. Le signal de marée ainsi que celui du baromètre inverse ont été soustraits.

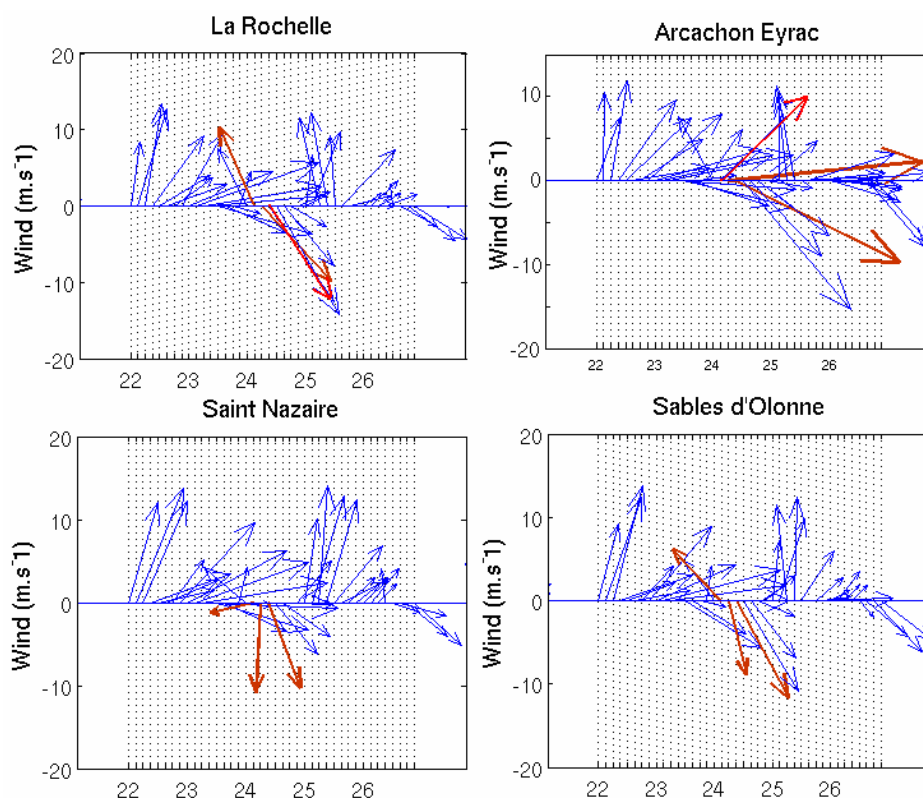


Fig. III.38 - Amplitude et direction du vent (m/s) toutes les 3 heures d'après le modèle ALADIN, aux points les plus proches des marégraphes situés à La Rochelle, Arcachon Eyrac, Saint Nazaire et aux Sables d'Olonne, du 22 janvier 00h au 26 janvier 21h. Les flèches rouges correspondent aux vents ayant soufflé le 24/01 entre 3h et 9h, tranche horaire où survient le signal de surcote.

Une des sources d'erreur du modèle peut provenir de la résolution temporelle du forçage. En effet, le modèle est forcé par le modèle ALADIN toutes les 3h, de 00h à 21h. Or, les données marégraphiques nous montrent que la surcote atteint son maximum à 5h00 ou 8h00 selon le marégraphe, soit entre deux échéances. Il est donc probable que le modèle passe à côté de ce maximum du fait d'un sous-échantillonnage des vents, ayant ainsi pour effet de sous estimer l'amplitude de la surcote. Dans une étude sur la surcote engendrée par la tempête Xynthia, [Pineau et al. \(2011\)](#) sont parvenus à la même conclusion. En effet, une étude de sensibilité leur a permis de mettre en évidence l'impact significatif de la résolution spatio-temporelle du forçage en vent sur l'amplitude de la surcote, sous-estimée dans leur modèle (HYCOM) par rapport aux données marégraphiques (-0.3 m). Ainsi, en cas de dégradation de la résolution spatio-temporelle, la surcote passait d'une valeur de 65 cm à 2cm.

L'erreur peut également plus directement provenir d'une erreur d'estimation de l'intensité ou de la direction des vents par le modèle ALADIN. En effet, la trajectoire de la tempête a été estimée légèrement trop au sud de ce qu'elle a été en réalité ([P. Arbogast, com. pers.](#)) générant des biais dans l'intensité et la direction des vents locaux. Par conséquent, l'ampleur et la distribution spatiale de la surcote, fortement dépendante de l'intensité et de la direction des vents, sera localement mal estimée par le modèle.

Par ailleurs, le modèle néglige l'effet de houle, et par conséquent la composante de l'élévation du niveau moyen due aux vagues (ou « wave set-up »), les interactions entre le stress du vent et les vagues ainsi que l'effet des vagues sur la circulation. En effet, les études de [Nicolle et al. \(2009\)](#) et [Bertin et al. \(2012\)](#) montrent que le fait de calculer le stress de vent de surface avec un coefficient de traînée qui dépende des vagues est à l'origine d'une amplification de la surcote de 10-20%. Par ailleurs, [Nicolle et al. \(2009\)](#) montrent que l'impact des vagues sur le calcul du coefficient de frottement de fond est significatif dans les zones de petits fonds telles qu'aux alentours de La Rochelle (nommé « le Pertuis-Charentais »). A titre d'exemple, lors de la tempête Xynthia, l'amplitude de la surcote due aux vagues calculée par le modèle WAVEWATCH III a atteint 0.25 m pour des vagues de ~2.6 m ([Pinneau-Guillou et al., 2011](#)). Les mesures effectuées par la station océanique « Gascogne » durant le passage de la tempête Klaus (Fig.III.39) nous montre que l'événement est caractérisé par une évolution très rapide de la houle. En 5 heures, la hauteur des vagues passe de moins de 6 m à 12 m. Le maximum d'énergie est atteint à 05h00 avec des hauteurs significatives supérieures à 12 m. Il en est de même au Cap Ferret (située en face du bassin d'Arcachon) ([source : IFREMER](#)). Il est donc très probable que la différence d'amplitude du signal de surcote de 0.8 m entre modèle et marégraphe observée à Arcachon Eyrac lors de la tempête soit principalement due à la surcote due aux vagues (wave-setup), combinée aux effets des interactions stress du vent-vagues et vagues-circulation, non représentés par le modèle.

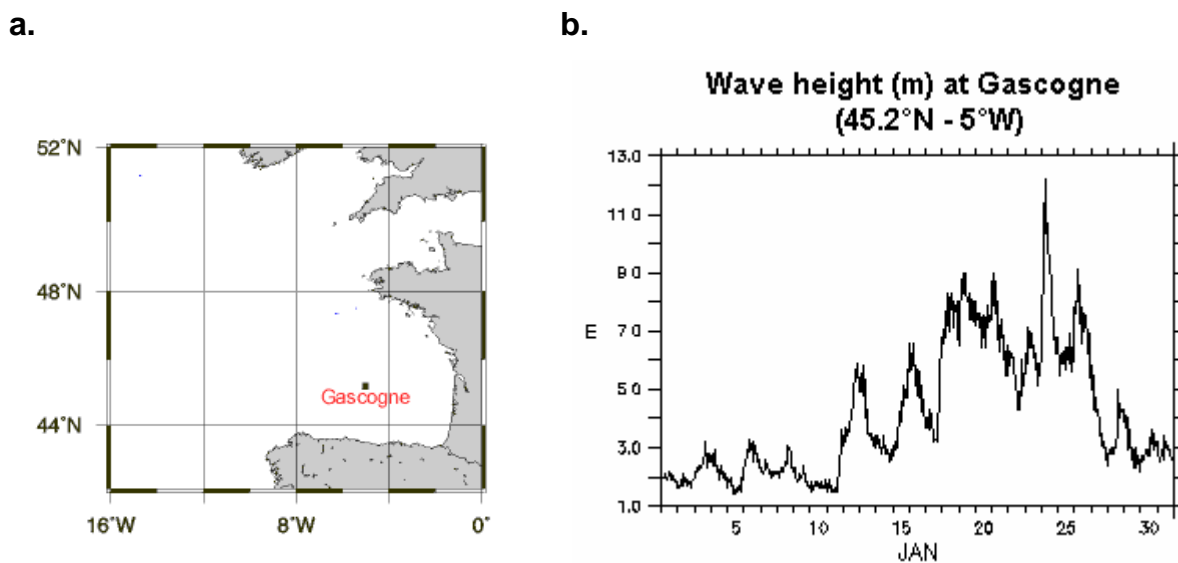


Fig.III.39 - Localisation de la bouée Gascogne (Météo France) (a) ; et Hauteur de vague (en m) mesurée à la bouée (b).

Outre le signal attribué à la tempête, l'ensemble des événements du mois de janvier 2009 est plutôt bien représenté mais le modèle sous-estime clairement la haute fréquence. Ainsi, les rms des différences des anomalies du niveau de la mer observées et simulées, montrées dans le tableau 9, varient de 6.95 cm à 13.7 cm. Les signaux très haute fréquence présents dans les observations après correction du signal de marée peuvent être dus soit à des erreurs résiduelles de marée soit correspondre à un vrai signal qui

n'est pas correctement représenté dans le modèle.

A Arcachon Eyrac par exemple, on relève des oscillations marquées du 5/01 au 10/01, non représentées dans le modèle et beaucoup moins prononcées voire absentes dans les mesures des trois autres marégraphes. Le bassin d'Arcachon est un site à la morphologie et la bathymétrie assez particulières. Il se présente sous la forme d'une lagune semi-fermée d'une profondeur variant de 5 à 20 m, reliée à l'océan par deux étroites passes. Du fait de cette forme particulière des côtes à l'entrée et dans le bassin, les ondes de marée vont se réfléchir et interagir entre elles, générant de nouvelles ondes. La complexité du signal ainsi créé rend plus difficile une extraction fine du signal de marée qui prenne en compte l'ensemble de ces ondes. Il est alors possible d'observer des signaux « résiduels » dans les mesures de hauteur de mer. D'autres phénomènes, tels que les « seiches » peuvent également provoquer des variations très haute fréquence du niveau de la mer. Il s'agit d'oscillations libres de l'eau, dont la période, caractéristique du port/bassin, varie entre quelques dizaines de secondes et quelques minutes. Les études réalisées par [Okihiro et al. \(1993\)](#) (aux petits ports des îles de Oahu et Maui de l'archipel d'Hawaï) et de [De Jong et al. \(2003\)](#) (au port de Rotterdam, Pays-Bas) laissent à penser que les états de mer, le vent ou la pression atmosphérique, sont la cause des seiches observées sur les côtes françaises. Le phénomène se produit le plus souvent dans les bassins dont la profondeur est petite par rapport aux premières longueurs d'onde. Proches des côtes, les profondeurs dans le modèle sont seuillées à 10 m ce qui limite considérablement l'établissement de certains de ces phénomènes dont les caractéristiques dépendent de la profondeur. Nous avons donné l'exemple du bassin d'Arcachon mais on retrouve également ce problème au niveau de La Rochelle où des bancs découvrant sont présents là où le modèle indique des profondeurs de 10 à 30 m. La dynamique des bas-fonds, que ce soit la génération/propagation de houle, de seiches ou d'interaction d'onde de marée, sera donc considérablement limitée. De plus, le modèle ne fournit qu'une information par maille, soit ici un signal caractéristique d'une surface de 9 km², que l'on compare à une mesure quasi-ponctuelle fournie par les marégraphes. Le biais que cela engendre sera d'autant plus marqué lors d'une surcote générée par une tempête puisque l'élévation de hauteur de mer est maximum au plus proche des côtes. Le signal estimé par le modèle sera par conséquent atténué car moyenné sur une surface plus étendue.

Représenter correctement l'ensemble des variations de la hauteur de mer liées aux phénomènes haute fréquence suppose une résolution spatiale beaucoup plus fine que la résolution actuelle de notre simulation (3km) permettant la représentation d'une bathymétrie d'une précision suffisante.

Enfin, on rappelle que les hauteurs de mer simulées et observées n'ont pas été « detidées » sur la même période (1 an et 9 mois pour les marégraphes et 74 jours pour le modèle). Les hauteurs de mer simulées obtenues après correction peuvent donc éventuellement contenir des erreurs résiduelles absentes dans les observations.

Erreur RMS Marégraphes – Modèle sur le mois de janvier 2009			
Saint Nazaire	Sables d'Olonne	La Rochelle	Arcachon-Eyrac
8.21 cm	6.95 cm	9.5 cm	13.7 cm

Tab. 9 - RMS des différences marégraphe-modèle sur le mois de janvier 2009 pour les 4 stations situées à Saint Nazaire, Sables d'Olonne, La Rochelle et Arcachon-Eyrac.

II. Réponse en courant

II.1 Modélisation de la réponse en courant de surface

Avant l'arrivée de la tempête la circulation dans le golfe est globalement cyclonique (Fig. III.40, le 23/01 à 20h), avec un courant vers l'est le long du talus de la côte nord espagnole qui remonte ensuite vers le nord le long du talus aquitain et armoricain. La circulation en zone profonde est fortement impactée par la présence de tourbillons cycloniques et anticycloniques. Nous verrons par la suite qu'ils conditionnent également fortement la distribution de la température et de la salinité et leurs variations dans la partie sud du golfe. Sur le plateau, la circulation est relativement faible et globalement orientée vers le nord.

A l'arrivée de la dépression à l'ouest du domaine, les courants s'intensifient et prennent une direction orientée plus au sud proche de la pointe galicienne. En réponse directe au forçage en vent, la circulation s'organise cycloniquement autour du centre de la dépression. Ceci donne lieu à des courants intensifiés vers le sud à l'ouest du cyclone, vers l'est au sud, et vers le nord à l'est (comme illustré sur le schéma de la Fig III.41). En un point donné, le passage de la tempête va donc se traduire par une renverse très rapide du courant, tantôt vers le sud, tantôt vers le nord. Par ailleurs, puisque l'intensité des courants de surface est directement liée à l'intensité des vents, ils se trouvent intensifiés au sud et à l'est de la dépression. Dans la zone profonde, les vents du nord génèrent une circulation vers le sud qui s'intensifie et persiste quelques heures après le passage de la tempête. L'intensification des courants suite au passage de la tempête a également un effet sur les tourbillons comme le suggère l'élévation de hauteur d'eau associée aux tourbillons anticycloniques visibles sur la Figure III.36 (notamment le 24/01 01h au 24/01 3h).

Lorsque la tempête est proche du talus, la circulation du plateau est alors modifiée, elle s'intensifie et s'oriente vers le nord. Une fois la tempête passée, la circulation s'oriente vers l'est sur la partie sud du plateau.

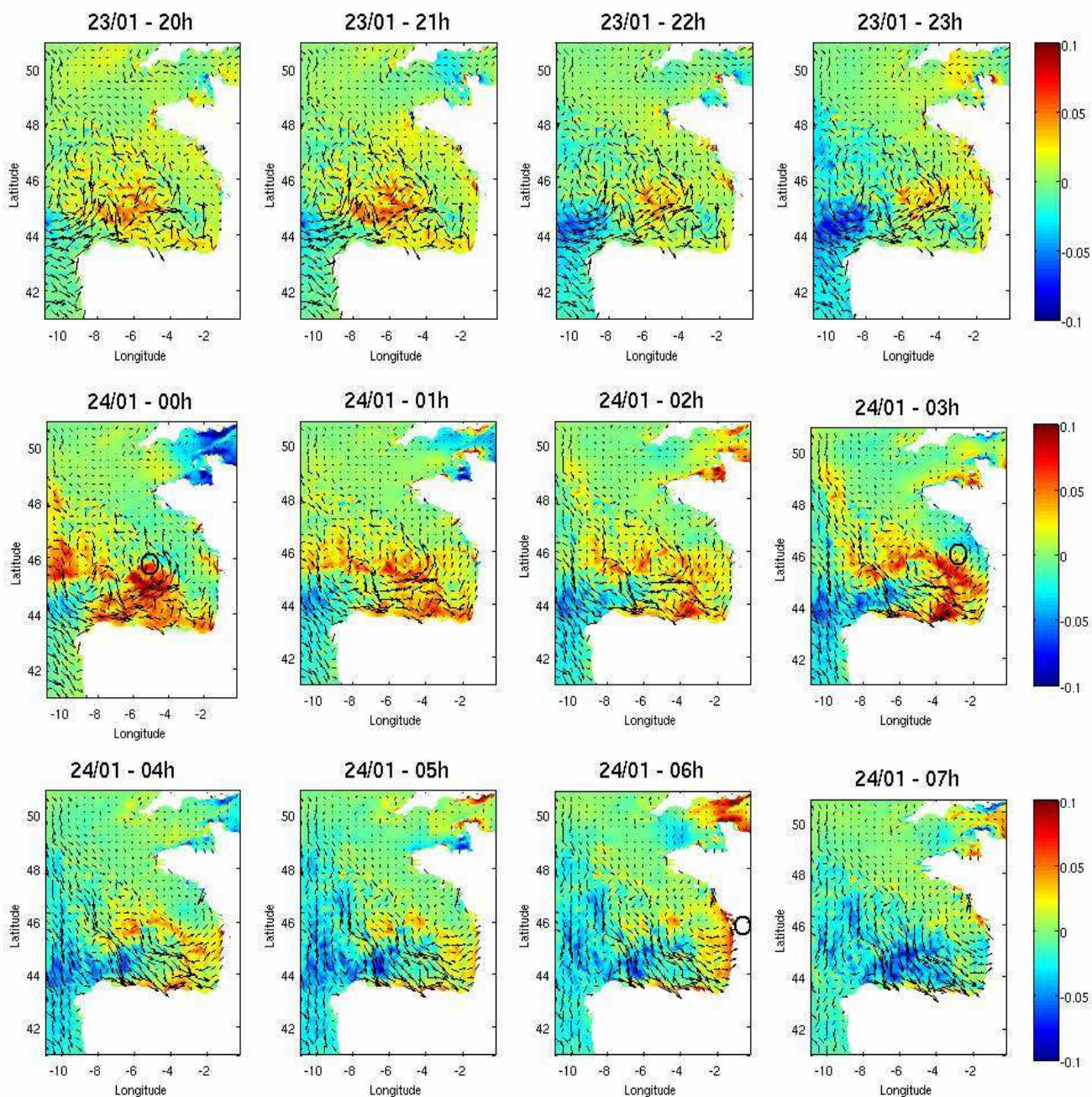


Fig. III.40 - Direction du courant de surface (flèches noires) et différence horaire de la composante zonale du courant de surface corrigé du signal de marée (m/s) (p.ex. : le 24/01 à 00hTU le champs coloré montre la différence du courant zonal de surface entre le 24/01 00hTU et le 23/01 23hTU, les flèches la direction du courant de surface le 24/ 01 00h) ; et, du 23/01 20h au 24/01 7h. Le cercle noir indique la position approximative du centre dépressionnaire aux échéances fournies par le modèle ALADIN : 24/01 00hTU, 3hTU, et 6hTU.

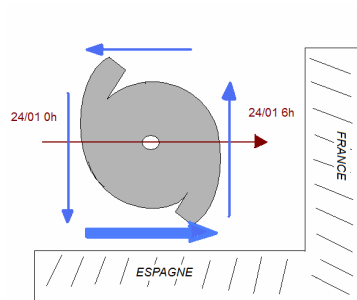


Fig. III.41 - Schéma indiquant la circulation océanique autour du cyclone (flèches bleues), intensifiée à la droite du cyclone, soit le long de la côte nord espagnole. La flèche rouge indique la direction de propagation du cyclone.

II.2 Analyse du courant de surface d'après les observations

Les observations situées le long de la côte nord espagnole sont en accord avec le modèle et confirment l'intensification du courant vers l'est le long de la côte nord espagnole lors du passage de la tempête (Fig. III.42 et 43). Celle-ci est rapide avec des valeurs variant de 0.31 m/s à Bares, situé sur la partie ouest de la côte nord espagnole à 0.69 m/s à Matxitxako, dans le coin sud-est du Golfe.

A Donostia, les valeurs 'flagées' rendent difficile une estimation précise de l'heure du maximum. De même à Bilbao où il n'y plus de données partir du 24/01 à 7hTU. A Matxitxako, le pic du courant vers l'est (24/01 à 00h) semble être apparu avant le maximum d'intensité du vent. A Villano, au contraire, le maximum du courant apparaît une heure après le maximum d'intensité du vent. De façon générale, la disponibilité réduite des données lors de la tempête, ne permet pas d'estimer de façon précise un éventuel décalage entre le maximum de courant vers l'est et le maximum de vent mesurés à chaque bouée. Toutefois, ce décalage ne serait pas étonnant.

La composante méridienne (Fig. III.44 et 45) est moins concernée par l'intensification du courant le long de la côte espagnole, principalement zonal. On note toutefois une légère tendance à l'intensification de la composante nord (à Matxitxako notamment).

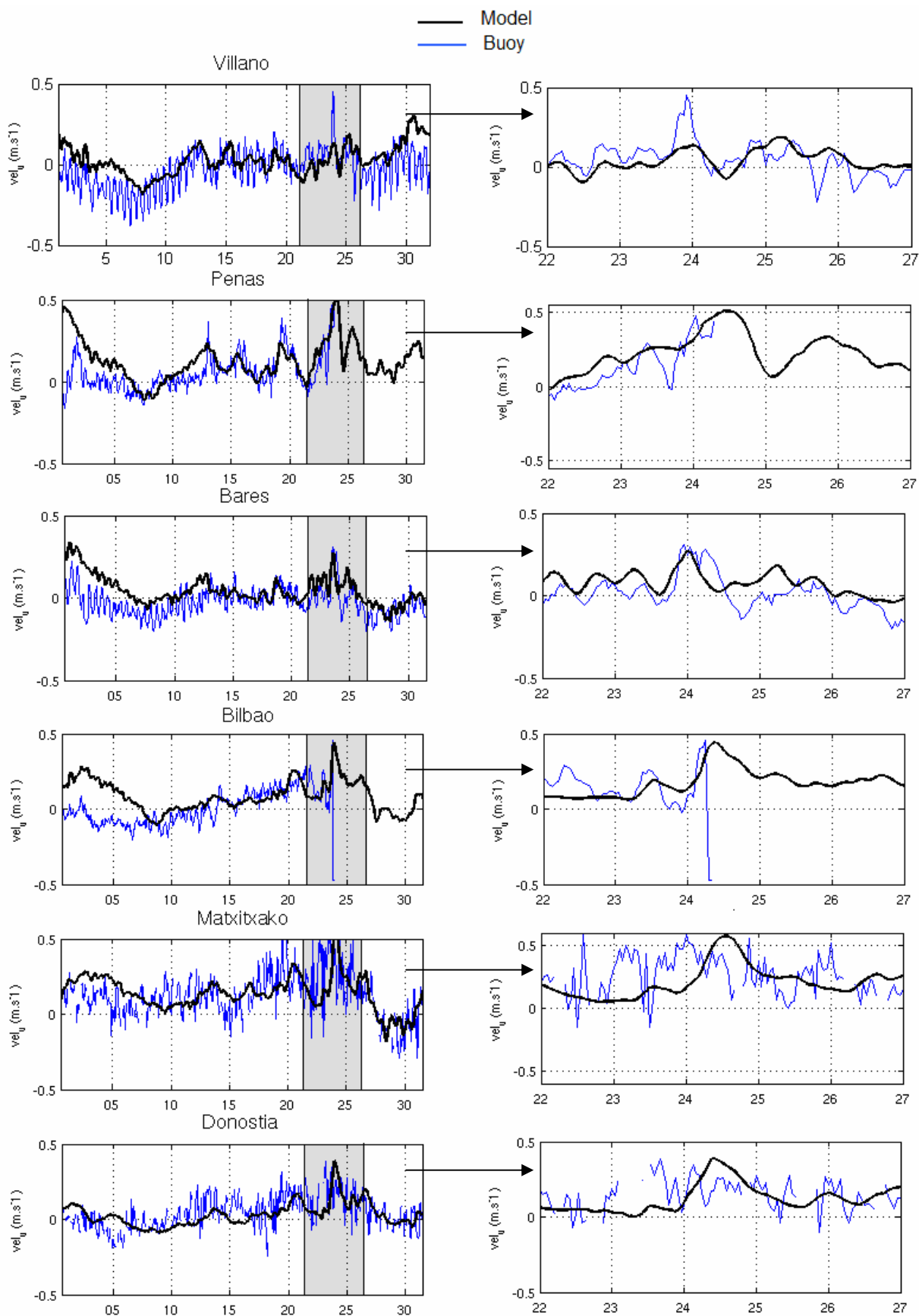


Fig. III.42 - Composante zonale du courant de surface (m/s) (courant vers l'est lorsque les valeurs sont positives) toutes les heures à Villano, Peñas, Bares, Bilbao, Matxitxako, et Donostia d'après les mesures aux bouées (en bleu) et d'après le modèle (en noir) ; sur le mois de janvier 2009 et zoomé sur la période de la tempête, du 22/01 00h00TU au 26/01 23h00TU.

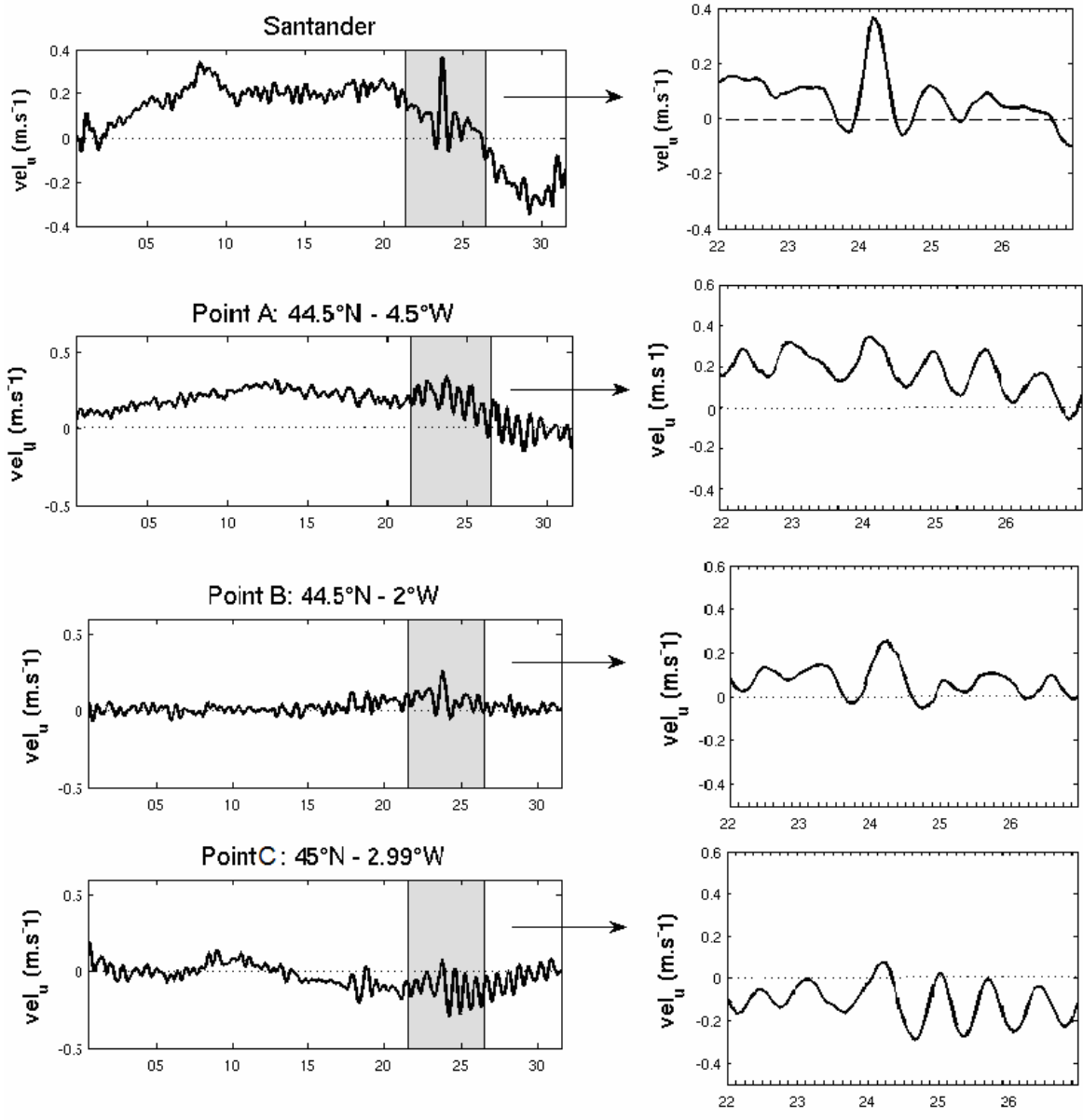


Fig. III.43 – Idem pour Santander ainsi qu'aux points A, B, et C, uniquement d'après le modèle.

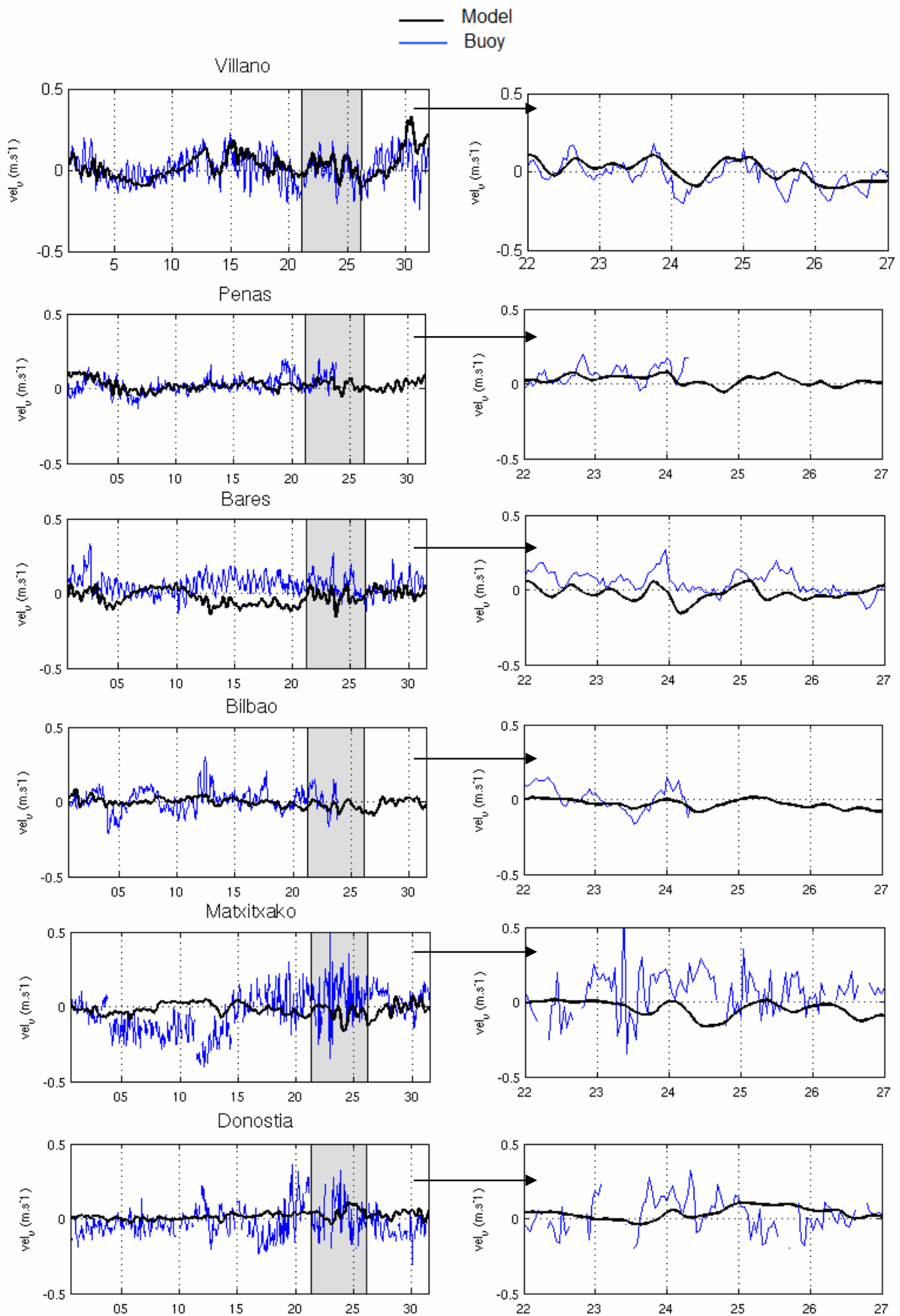


Fig. III.44 - Composante méridienne du courant de surface (m/s) (courant vers le nord lorsque les valeurs sont positives) toutes les heures à Villano, Peñas, Bares, Bilbao, Matxitxako, et Donostia d'après les mesures aux bouées lorsqu'elles sont disponibles (en bleu) et d'après le modèle (en noir); sur le mois de janvier 2009 et zoomé sur la période de la tempête, du 22/01 00h00TU au 26/01 23h00TU.

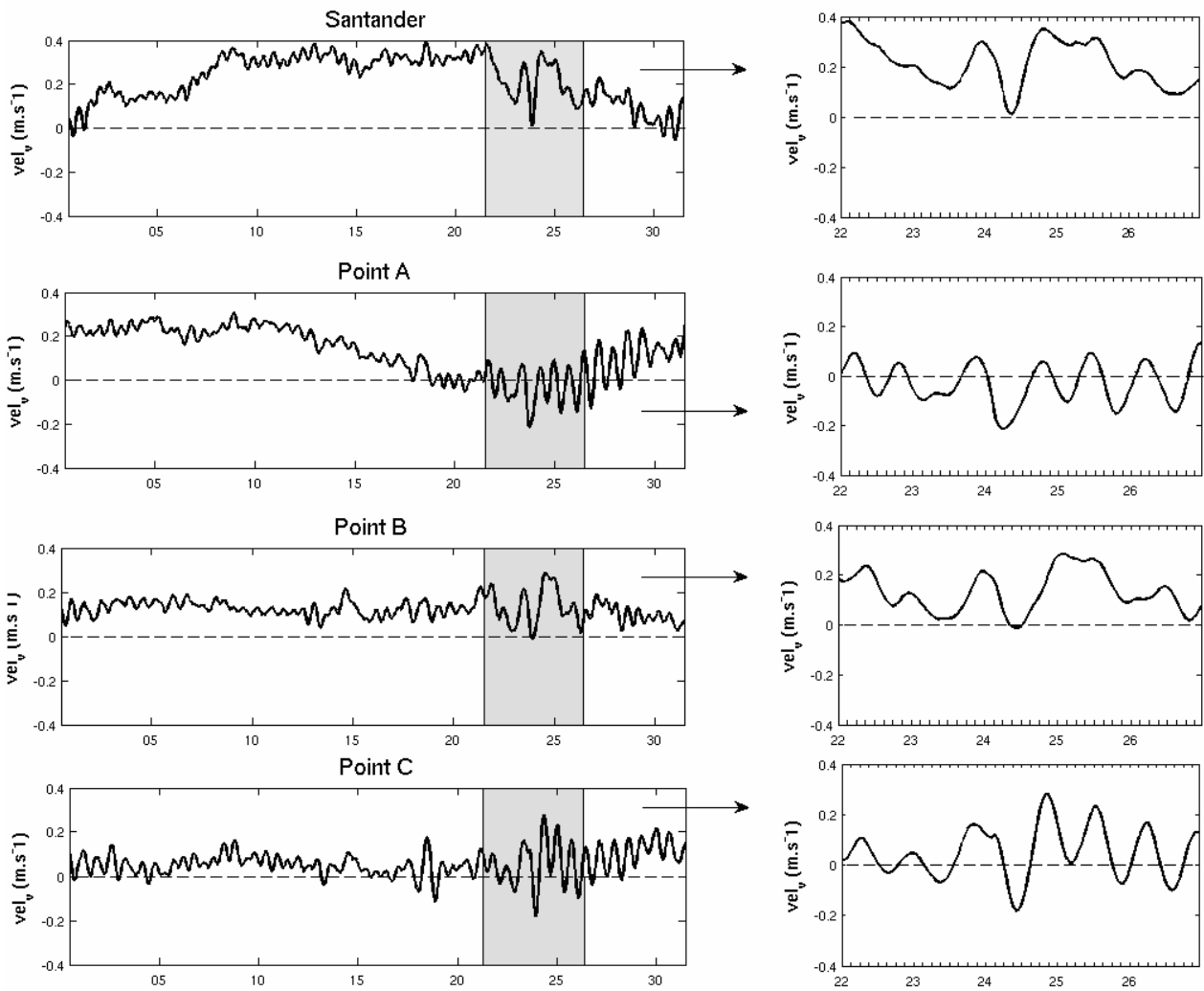


Fig. III.45 – Idem à Santander ainsi qu'aux points A, B, et C.

II.3 Comparaison modèle-observations

Sur les figures III.42 et 43, le courant zonal de surface estimé par le modèle est représenté en noir. Il correspond au courant estimé au premier niveau sigma, soit pour une profondeur de colonne d'eau de 4000m, à peu près à 3m sous la surface. Par ailleurs, le signal de la marée a été préalablement soustrait par l'utilisation du « comodo-detidor » sur les sorties du modèle (cf. annexe). Les différences varient de -0.31 cm/s à Villano à +3 cm/s à Peñas. De façon générale, les biais en amplitude observés dans le modèle sont à relier avec le biais en intensité et en direction du forçage en vent évoqué au chapitre II - section III, en particulier, l'estimation de la trajectoire de la tempête (trop au sud) par le modèle ALADIN. Par ailleurs, au passage de la tempête, on observe un décalage temporel entre le maximum de courant zonal estimé par le modèle et celui mesuré par les bouées. En effet, le modèle tend à simuler le pic de courant plus tard que dans les données, (cf. tableau 10) entre +1h et +18h, selon les bouées.

L'accord du modèle pour les événements qui ont précédé la tempête est également correct, excepté en début de mois où le modèle tend à surestimer le courant vers l'est. De plus, on observe davantage de haute fréquence dans les données que dans le modèle. Ceci peut être dû en partie à l'impact de la résolution temporelle du forçage atmosphérique (3h pour le modèle contre 1h pour les données) ainsi qu'à la nature très localisée de la comparaison. Le tableau 11 montre les rms des différences bouées-modèle et les coefficients de corrélation, calculées sur l'ensemble de la période (01/01/09 au 31/01/09). Le coefficient de corrélation pour la composante zonale varie de 0.25 à Bilbao à 0.50 à Bares, associé à des rms comprises entre 10.03 cm à Donostia et 14.9 cm à Bilbao.

Par ailleurs, les variations du courant zonal montrent des oscillations à la fréquence proche inertielle. Elles sont nettement visibles aux points A, B, et C. J'y reviendrai en fin de paragraphe.

Concernant la composante méridienne de surface (Fig.III.44 et 45), l'accord avec le modèle est beaucoup moins bon. Lors de la tempête, elle est le plus souvent sous-estimée par rapport à la mesure fournie par la bouée. Sur le reste de la période, l'accord n'est pas meilleur. Les rms varient de 6.5 cm à Peñas à 15.9 cm à Matxitxako. On note des directions parfois opposées entre le courant simulé et le courant mesuré à la bouée. C'est le cas par exemple à Matxitxako et à Bares. Cela se traduit par des coefficients de corrélation négatifs (respectivement -0.31 et -0.06). Ce biais sur le courant le long de la côte espagnole est un défaut du modèle et n'est pas propre à la tempête. Il était également présent dans la simulation BAOBIS_G0 et est certainement lié à la représentation de la bathymétrie au niveau de la pente et du plateau.

Enfin, de façon générale, le modèle semble plus facilement représenter la dynamique de la partie ouest de la côte nord espagnole plutôt que le coin sud-est (Matxitxako et Donostia) ce qui est tout à fait compréhensible étant donnée la bathymétrie très escarpée à cet endroit (présence du Gouf de Cap Breton notamment).

Bouée	Jour et Heure du max. d'après la bouée.	Jour et Heure du max. d'après le modèle.	Valeur du max. d'après la bouée.	Valeur du max. d'après le modèle	Décalage temporel du max. modèle/bouée.
Villano	23/01 18hTU	24/01 00hTU	0.45 m/s	0.14 m/s	+ 6h
Bares	23/01 23h TU	24/01 00hTU	0.31 m/s	0.27 m/s	+ 1h
Peñas	24/01 1hTU	24/01 11hTU	0.47 m/s	0.50 m/s	+ 4h
Bilbao	24/01 6hTU	24/01 9hTU	0.45 m/s	0.44 m/s	+ 3h
Matxixako	24/01 00h TU	24/01 13hTU	0.59 m/s	0.57 m/s	+ 13h
Donostia	23/01 16hTU	24/01 10hTU	0.38 m/s	0.39 m/s	+ 18h

Tab. 10 - Jour, heure et valeur du maximum de courant zonal de surface corrigé de la marée, mesuré par la bouée et estimé par le modèle ; ainsi que le décalage temporel entre modèle et bouée, pour les bouées situées à Villano, Bares, Peñas, Bilbao, Matxixako et Donostia.

Bouée	Villano	Peñas	Bares	Bilbao	Matxixako	Donostia
Nombre de points	744	558	744	558	606	622
Composante zonale du courant, corrigé du signal de marée						
RMS (cm)	12.49	13.4	10.8	14.9	14.5	10.03
Coefficient de corrélation	0.46	0.45	0.50	0.25	0.39	0.43
Composante méridienne du courant, corrigé du signal de marée						
RMS (cm)	8.7	6.5	11.8	7.2	15.9	10.9
Coefficient de corrélation	0.47	0.01	-0.06	0.21	-0.31	0.002

Tab. 11 - RMS (cm) des différences modèle-données et corrélation entre les séries temporelles horaires sur le mois de janvier 2009 de la composante zonale et méridienne du courant de surface corrigé de la marée d'après les bouées Villano, Peñas, Bares, Bilbao, Matxixako et Donostia, et d'après le modèle, aux points proches des bouées.

Estimer le réalisme du signal modélisé lors du passage de la tempête reste un exercice difficile compte tenu du nombre limité d'observations, que ce soit en temps (valeurs flag durant la tempête) ou en espace (caractère local de la donnée), et de la forte variation spatiale du signal. De plus, les échelles spatiales et temporelles auxquelles on s'intéresse sont très fines et fortement impactées par la mésoéchelle, ce qui complique d'autant plus l'interprétation d'un signal ponctuel et local. D'autre part, les données de courant dont on disposait sont très « côtières ». Par conséquent il ne nous est pas possible d'évaluer la réponse plus au large. Autrement dit, les observations sont placées dans des zones

où le défi de modélisation est le plus difficile à relever.

II.4 Profils verticaux

La figure III.46 montre la distribution verticale de la composante zonale et méridienne du courant sur les 200 premiers mètres de la colonne d'eau à Donostia et Matxitxako, mesurées aux bouées et estimées par le modèle.

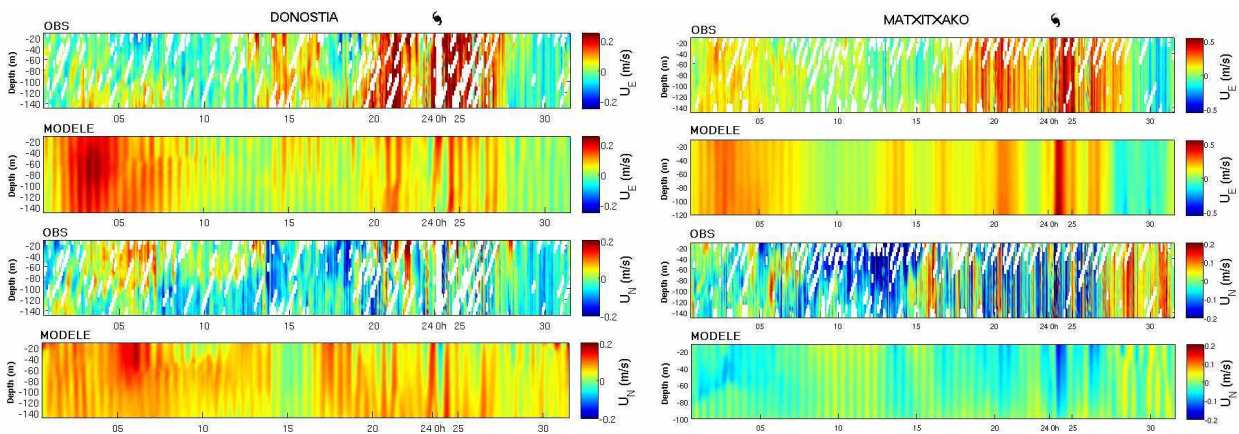


Fig. III.46 - Profils verticaux de la composante zonale et méridienne du courant (m/s) à Donostia et Matxitxako, Les données sont échantillonnées sur 18 niveaux verticaux, tous les 8m (12, 20, 28, 36, 44, 52, 60, 68, 76, 84, 92, 100, 108, 116, 124, 132, 140, 148 m). Les courants simulés ont été extraits aux niveaux verticaux les plus proches des niveaux fournis par les bouées.

L'intensification du courant vers l'est observé en surface suite au passage de la tempête concerne également les 200 premiers mètres de la colonne d'eau, à Donostia et Matxitxako (Fig. III.46). Dans le modèle, cette intensification en subsurface est caractéristique du courant de pente présent dans la zone, qui longe vers l'est la côte nord espagnole et remonte ensuite vers le nord, selon son intensité. Le courant maintient sa direction quelques jours après la tempête. L'événement du 20/01 a provoqué le même type de réponse mais d'intensité moindre que durant Klaus. D'autre part, le biais du modèle relevé en surface en début du mois, se retrouve en subsurface où le modèle surestime clairement le courant vers l'est.

Concernant la composante méridienne du courant, bien que certains événements soient bien représentés, le biais en surface mis en évidence lors de la comparaison aux bouées se retrouve en subsurface. Lors de la tempête, les quelques données disponibles et le modèle suggéreraient une inversion du courant vers le sud. On retrouve ce signal à Matxitxako, de façon plus claire dans le modèle que dans les données.

II.5 Génération de mouvements inertiels

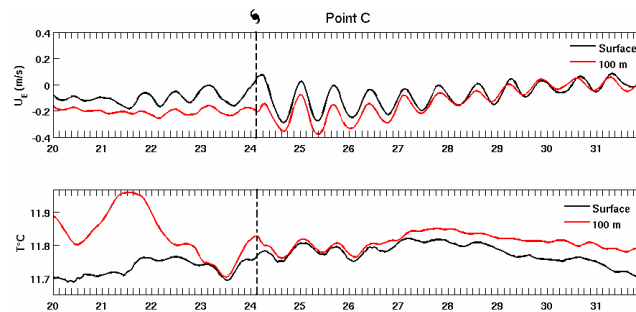


Fig. III. 47 - Séries temporelles de la composante zonale du courant de surface (m/s) et de la température (°C) en surface (courbe noire) et à 100 m (courbe rouge) au point C. Le trait en pointillés et le petit cyclone noir indique le 24/01 à 3h, lorsque la dépression est située vers 5°W, 46°N.

La rotation des courants repérée sur la composante zonale du courant au point C commence simultanément avec l'arrivée du cyclone dans cette partie du golfe soit le 24/01 vers 3h (Fig. III.47). Les vents génèrent des oscillations de période proche de l'inertiel en surface et en subsurface et d'amplitude égale à 0.3 m/s qui persistent durant plusieurs « périodes inertielles » après la chute du vent et s'atténuent ensuite par friction. Ainsi, le 27/01, l'amplitude des oscillations a diminué de moitié. L'amplitude des mouvements inertiels générés lors d'un coup de vent varie en fonction des mécanismes générateurs. En particulier, l'amplitude sera d'autant plus forte lorsque la durée du coup de vent sera proche de la fréquence inertielle (phénomène de résonance) (Gonella et al., 1971). Ici, la tempête traverse très rapidement la zone et les coups de vent ne durent pas plus de 7h, le phénomène de résonance ne peut donc pas se produire.

Les oscillations concernent aussi le champ de température, en surface et en subsurface caractérisées par des amplitudes de l'ordre de 0.05°C. Elles s'atténuent plus rapidement, et disparaissent le 27/01.

III. Réponse en température et salinité

Dans cette section les variations de la température et de la salinité des couches superficielles (0-200 m) de l'océan suite au passage de la tempête Klaus sont analysées. Les SST et les profils de température/salinité sont comparés aux données disponibles : produits de SST OSTIA et images IR, les séries temporelles de SST aux bouées, profils EN3 et mouillages AZTI.

III.1 Variations de la SST

III.1.1 Réponse en SST simulée par le modèle

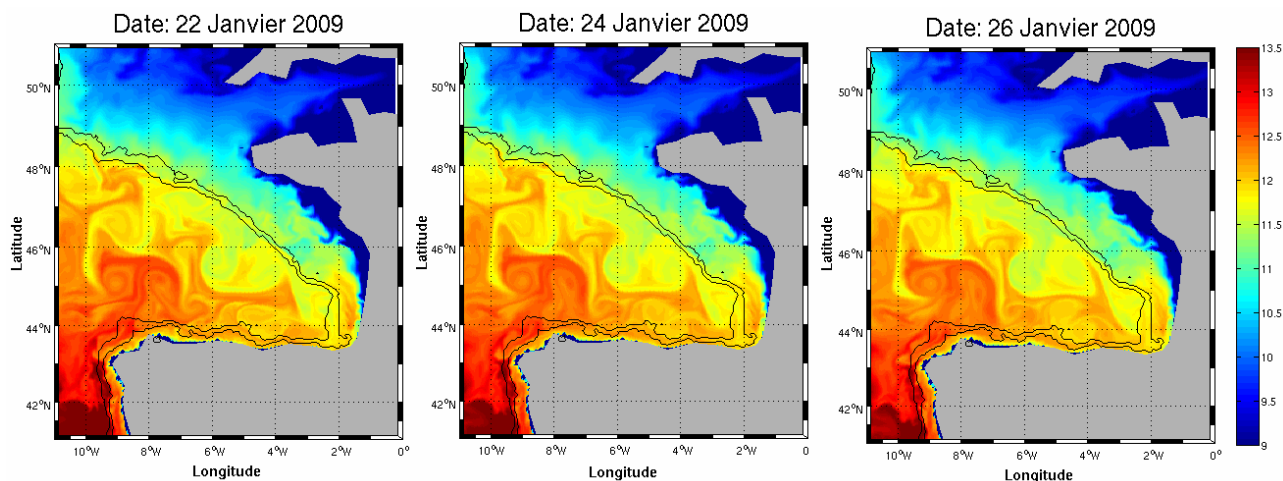


Fig. III.48 - Carte journalière de la SST (°C) d'après le modèle SYMPHONIE le 22, 24, et 26 janvier 2009. Les lignes de contour, noires, indiquent les isobathes -1000 et -200 m.

La SST en hiver (voir situation pour le 22/01 sur la Fig. III.48) est marquée par de forts gradients entre la plaine et les plateaux Armoricaïn et Celtique, avec des valeurs minimales ($< 9^{\circ}\text{C}$) le long des côtes françaises dans les 100 premiers mètres. Dans la plaine, la distribution de la SST est contrainte par la mésoéchelle, des eaux de 12-13°C étant entraînées depuis le sud et l'ouest par les tourbillons vers l'est et le nord. Ces cartes mettent en évidence l'absence de réponse significative en SST à grande échelle au passage de la tempête. Néanmoins, l'interprétation du signal de SST est compliquée par la présence de tourbillons et filaments. On peut se poser la question du réalisme de certaines de ces structures tourbillonnaires. J'ai donc récupéré les images SST à haute résolution issues de l'imagerie infra-rouge (données MODIS) les plus « complètes », disposant de données dans cette partie du Golfe pour le mois de janvier 2009 et les ai comparées à la température de surface du modèle pour le même jour (Fig. III.49).

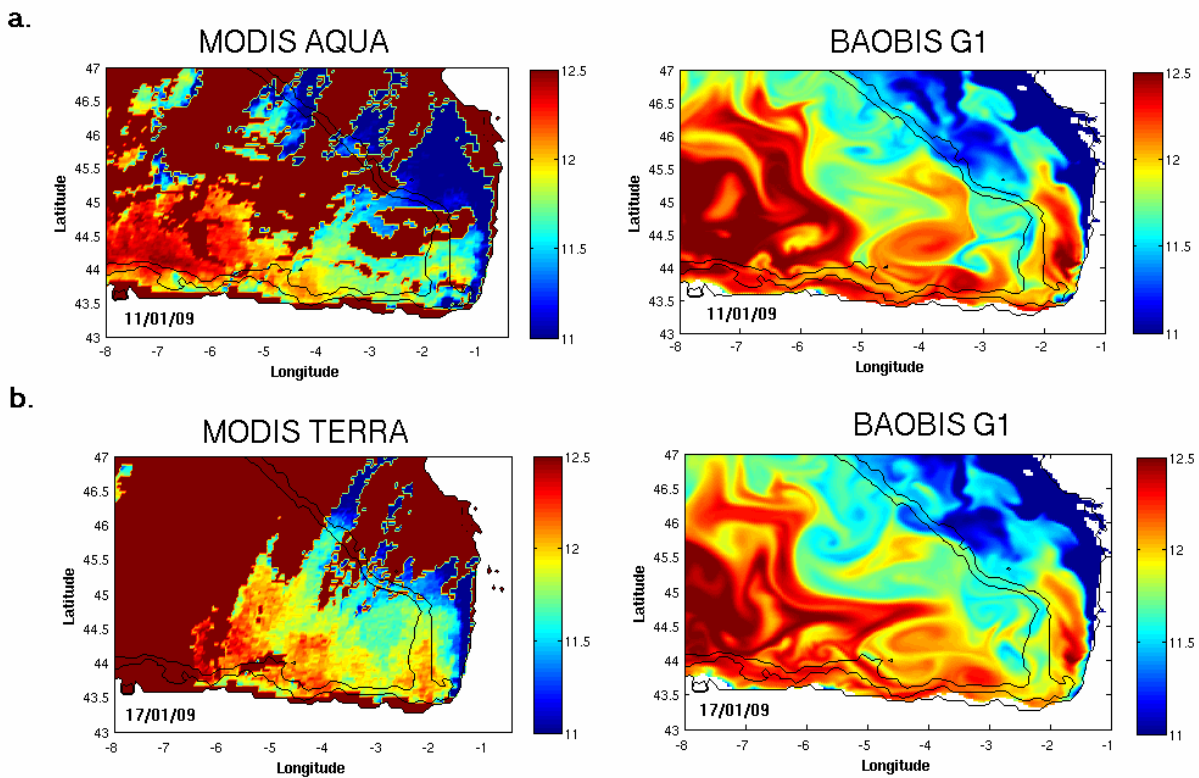


Fig. III.49 - Cartes de SST (°C) à partir des observations IR MODIS (missions Terra et Aqua) et à partir des sorties journalières de la simulation BAOBIS_G1 pour le 11/01/09 (a) et le 17/01/09 (b), dans la partie sud du Golfe de Gascogne, de 8°W à 1°W et de 43°N à 47°N. Les contours noirs indiquent les isobathes -200 m et -1000 m.

On retrouve dans les données satellite des structures fines de SST d'échelles comparables à celles simulées. Certaines structures tourbillonnaires présentes dans le modèle semblent réalistes, notamment celle située entre 3 et 4°W et la structure chaude vers 44°N entre 5 et 8°W. D'autres le sont un peu moins, comme la structure « allongée » présente sur le plateau vers 1.8°W. Pour 'filtrer' le signal associé aux tourbillons, j'ai calculé la moyenne de la température en surface sur la région sud-est du golfe, en séparant la réponse sur le plateau de celle de la zone plus profonde (Fig. III.50). Ces courbes illustrent le refroidissement hivernal, intense jusqu'au 10-12 janvier et plus marqué sur le plateau que dans la plaine. La tendance au refroidissement est interrompue lors de deux événements caractérisés par un très faible réchauffement moyen (<0.1°C) : autour du 20 et autour du 24 janvier. Ces courbes moyennes confirment donc l'absence d'une réponse significative à grande échelle en SST au passage de Klaus. Plus surprenant peut-être, le seul signal détecté est donc un très léger réchauffement.

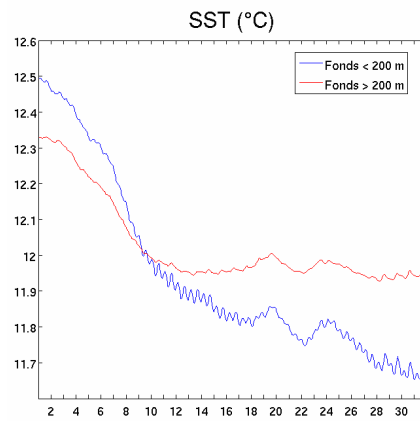


Fig. III.50 - Série temporelle de la SST (°C) sur le plateau (fonds < 200 m, courbe bleue) et en zone plus profonde (fonds > 200 m, courbe rouge), moyennée sur la région qui s'étend de -5°W jusqu'à la côte est et de la côte nord espagnole à 45°N, d'après le modèle.

Afin de mieux visualiser les variations rapides de SST, je montre sur la Figure III.51 les différences de SST à 3 heures d'intervalle du 23 au 25 janvier.

Exceptés les refroidissements et réchauffements successifs au nord de la zone et sur le plateau Armoricaïn, associés en grande partie à la marée semi-diurne, on ne distingue pas de variations à grande échelle, ce qui est cohérent avec les figures décrites précédemment. Au contraire, les variations sont très localisées et, dans la plaine abyssale, semblent principalement associées à la mésoéchelle : les refroidissement/réchauffement les plus marqués ont lieu sur les bords de tourbillons cycloniques ou anticycloniques avec des valeurs de 0.2-0.3°C. Ces signaux pourraient correspondre à l'intensification de fronts de SST créés par les tourbillons et les filaments ainsi qu'au déplacement de ces derniers. Les variations les plus intenses sont observées le long des côtes françaises, avec des échelles spatiales encore plus petites.

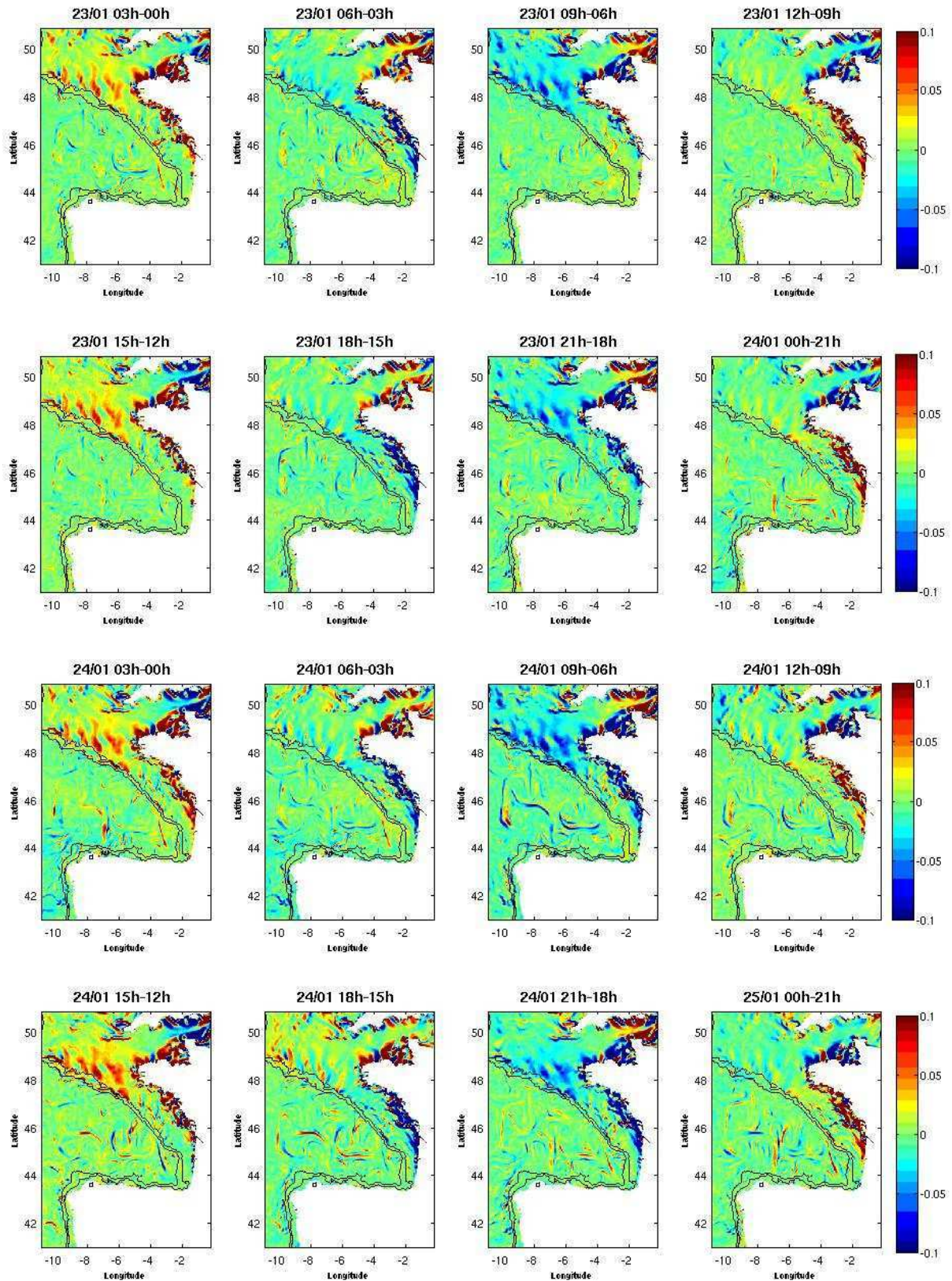


Fig. III.51 - Carte des différences de la température (°C) (non corrigée de la marée) toutes les 3 heures du 23/01 03h au 25/01 00h. Les lignes de contour noires indiquent les isobathes -1000 m et -200 m.

III.1.2 Comparaisons avec les produits de SST OSTIA

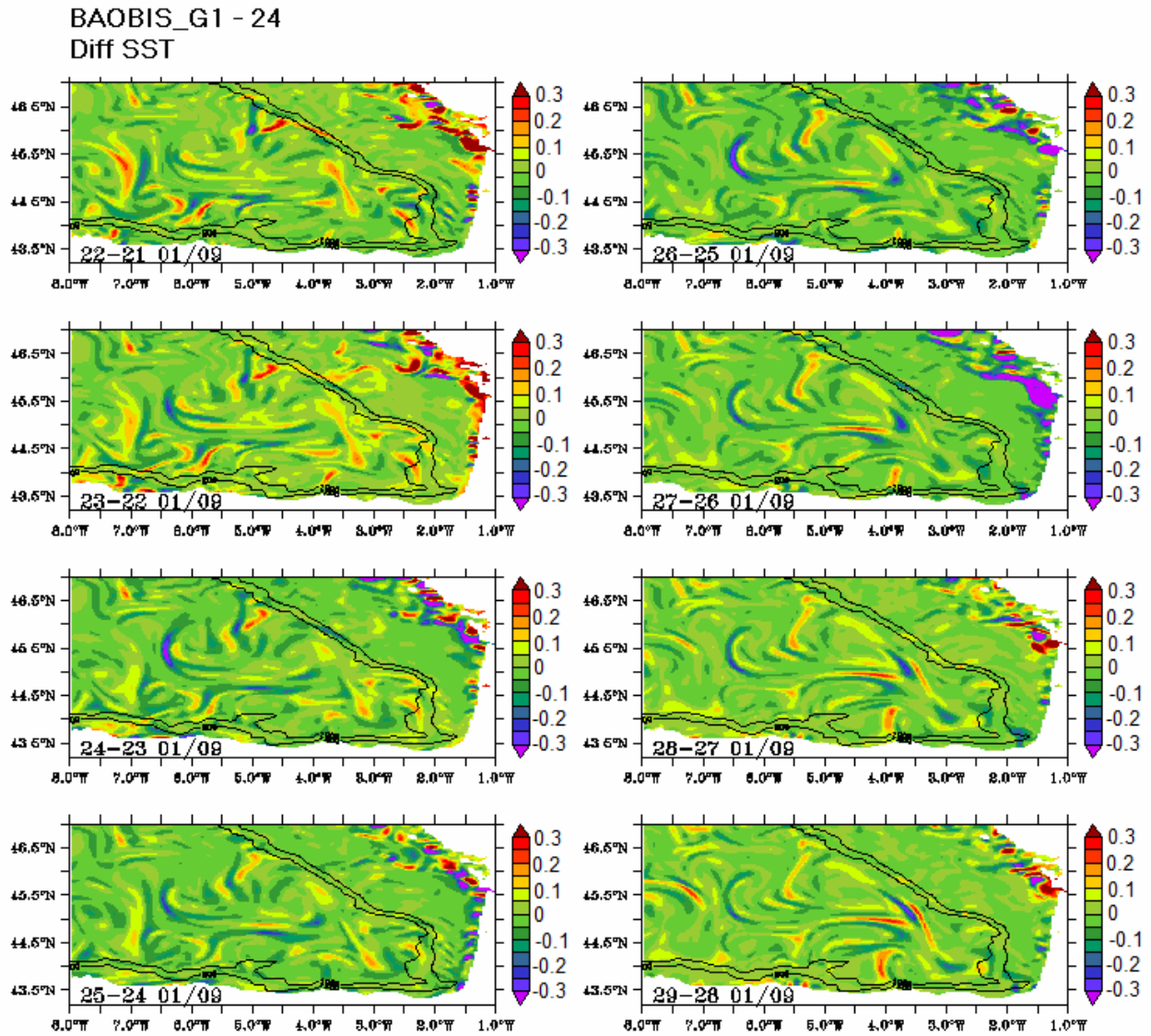


Fig. III.52 - Cartes des différences journalières de la SST (°C) d'après la simulation numérique (BAOBIS_G1) du 22 au 29 janvier 2009, dans la partie sud du Golfe, de 8°W à 1°W et de 43°N à 47°N.

Etant donné la très faible disponibilité de données IR, j'ai comparé les variations journalières de SST simulées (Fig. III.52) avec les champs de SST des analyses OSTIA (Fig. III.53). Ces analyses étant journalières, j'ai calculé les différences des moyennes journalières de la SST entre deux jours consécutifs depuis le 22 jusqu'au 29 janvier 2009. Les variations journalières de la SST simulées ne font pas apparaître de signal à grande échelle, ni pendant la tempête ni dans les jours qui suivent (Fig. III.52). Comme observé précédemment, les signaux les plus forts sont situés le long de la côte française. Des alternances de refroidissement/réchauffement évoquent des processus de propagation, mais nous n'avons pas pu identifier davantage la nature de ce signal. Entre la journée du 23 et 24/01, les données OSTIA indiquent un léger refroidissement (>-0.1 °C) dans la région sud-est (Fig. III.53). On note également un faible refroidissement sur certaines zones le long de la côte nord espagnole, au sud de 44.5°N, alors que le reste de la région se réchauffe. Le 24/01, c'est l'ensemble de la région qui se réchauffe. L'intensité et les structures de variation de la SST sont très différentes de celles simulées. L'existence d'une tendance à grande échelle, qui est de surcroît un réchauffement, est surprenante. De

plus, si ces cartes font apparaître des signaux de petites échelles, ceux-ci semblent de nature très différente de celle des signaux simulés. En effet, les SST OSTIA montrent un réchauffement sous forme de patches qui ne peuvent être interprétés comme des déplacements de fronts : voir par exemple vers 5°W entre le 23 et le 22 janvier, et vers 2°W entre le 24 et le 23. Il est possible que le refroidissement observé le 24/01 dans les données OSTIA soit en lien avec l'intensification des vents dans cette zone. Cependant, on peut aussi douter de la qualité de ces champs analysés. Nous n'avons pas d'information sur les erreurs associées à ces analyses, mais il est probable qu'elles soient accrues durant la période de la tempête, de par le manque de données. En particulier, les observations satellite micro-ondes ne sont pas disponibles ou sont peu fiables en cas de pluie (Wentz et al., 2000).

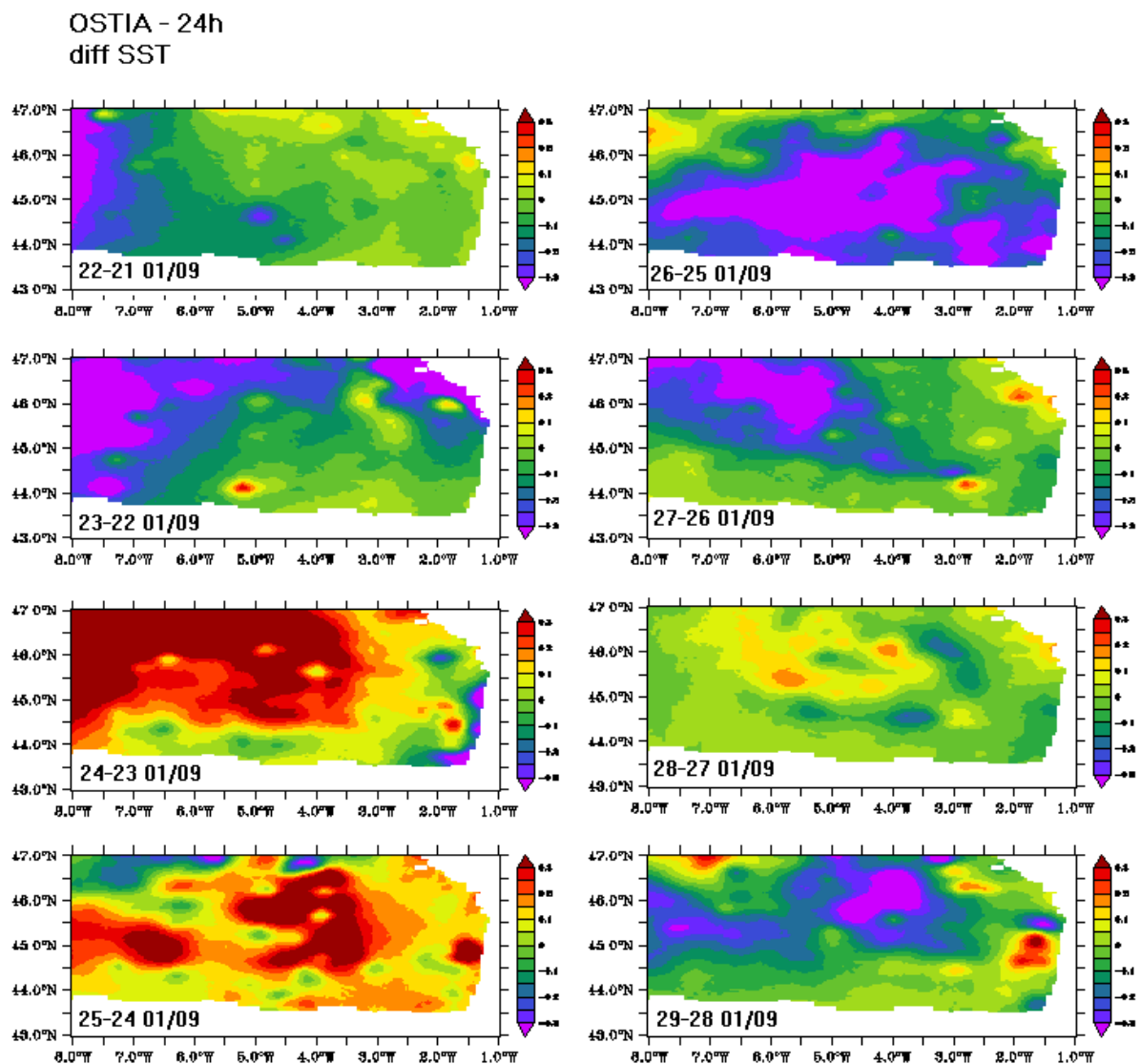


Fig. III.53 - Cartes des différences journalières de la SST (°C) d'après l'analyse OSTIA du 22 au 29 janvier 2009. L'échelle varie de -0.3 à 0.3 °C tous les 0.1°C.

III.1.3 Comparaison avec les séries temporelles de SST aux bouées

Un autre type d'information nous est fourni par les séries temporelles de SST aux bouées. Du fait de leur échantillonnage temporel assez fin (une donnée toutes les heures), les variations de la SST

apparaissent plus précisément. La figure III.54 présente les séries temporelles de SST aux bouées situées le long de la côte espagnole, une zone a priori sensible à l'effet de la tempête puisque qu'elle est située sur sa trajectoire.

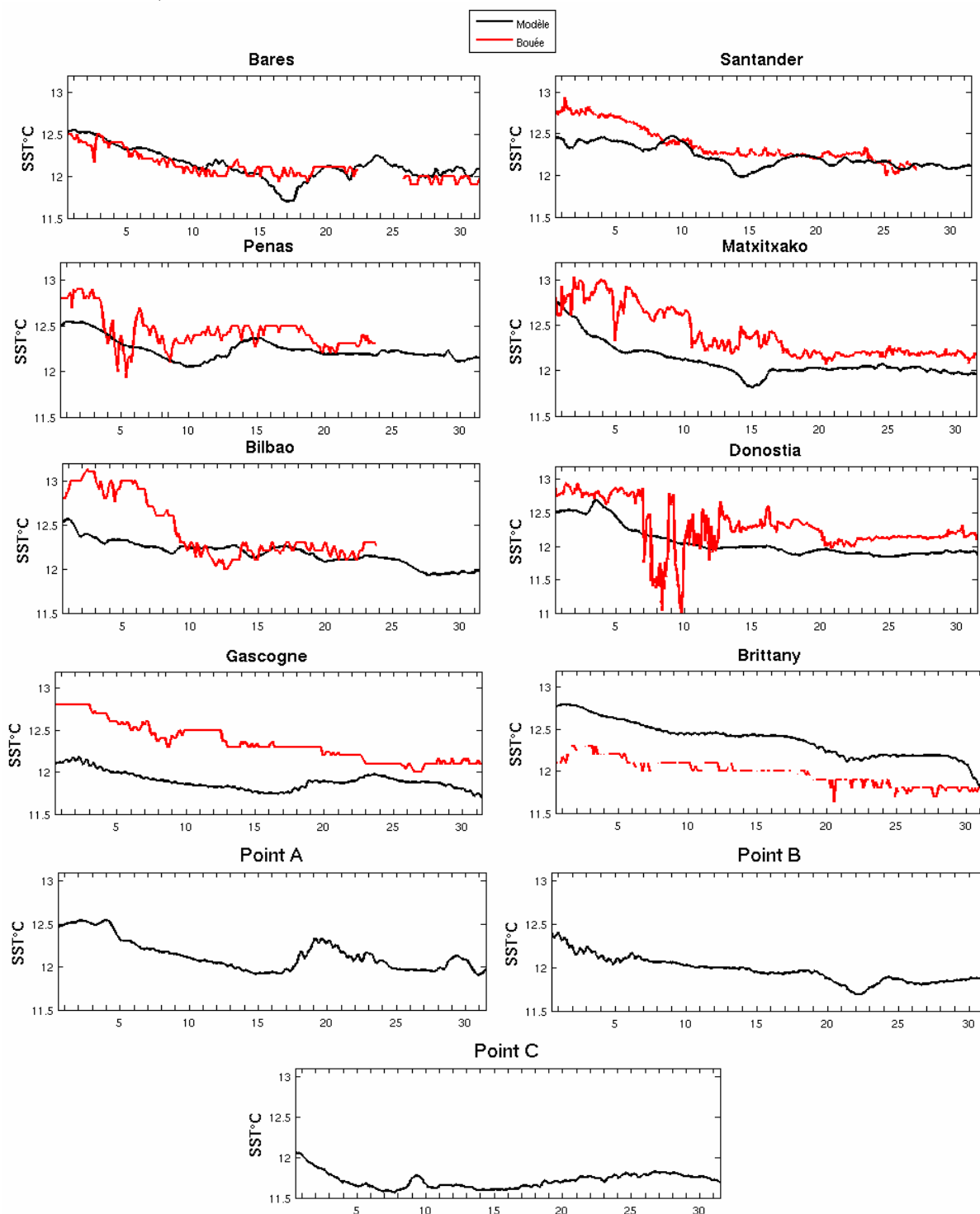


Fig. III.54 - Série temporelle de la SST (°C) sur le mois de janvier 2009 d'après les observations aux bouées Bares, Peñas, Bilbao, Santander, Matxitxako, Donostia, Gascogne et Brittany (cf chapitre I, Fig. III.2 pour la localisation des bouées) (courbe rouge), et d'après le modèle au point proche de chaque bouée (courbe noire), ainsi qu'aux points A, B, C. Les SST à Santander, Matxitxako, Donostia, et aux points A, B, et C, sont représentées toutes les heures alors qu'elles sont moyennées toutes les 3h pour les autres. L'axe des abscisses indique 12h du jour concerné.

Le long de la côte espagnole, les écarts modèle-données sur le mois de janvier n'excèdent pas 0.5°C sauf ponctuellement à Donostia (j'y reviendrai dans les sections suivantes) et le meilleur accord avec les données de bouées est obtenu à Bares. Des biais froids du modèle sont observés jusque vers le 5-10/01. Un biais froid (resp. chaud), compris entre 0.5 et 1°C est observé sur l'ensemble de la période à Gascogne (resp. Brittany). L'information fournie par les bouées est par définition très locale et la comparaison avec la simulation est compliquée par la présence des structures de petite échelle. Nous avons vu plus haut que des tourbillons étaient présents dans la zone (Santander se situe notamment à 3.757°W , a priori proche d'un tourbillon repéré dans le modèle et dans les données IR Aqua /Terra, cf. Fig. III.49), on peut donc supposer qu'ils vont avoir un impact sur une observation locale de la SST.

Durant le passage de Klaus, on ne relève pas de baisse marquée de la température au passage de la tempête dans le modèle ni dans les observations. NB : certaines bouées ne disposent pas de données durant la tempête (Bares, Peñas, et Bilbao). On observe un léger refroidissement à la bouée Brittany, située au nord de la trajectoire de la tempête. Ce refroidissement apparaît dans la soirée du 24/01 et n'excède pas -0.1°C mais les « trous » dans les données ne permettent pas de le distinguer nettement. Ce refroidissement n'est pas simulé par notre modèle.

A Santander, on observe une légère hausse ($\sim +0.1^{\circ}\text{C}$) de 00h à 6h00 (voir aussi le zoom sur la période du 22 au 27/01 de la Fig. III.55) : elle se produit en même temps qu'une hausse de la température de l'air (Tair) ($+ 2^{\circ}\text{C}$). L'augmentation de la température de l'air mesurée à la bouée, associée au passage du cyclone, est cohérente avec le champ Aladin, bien que le réchauffement de Tair dans Aladin soit légèrement plus marqué (voir aussi section III.3 du chapitre 2). Cependant, il convient de prendre avec prudence ces résultats puisque comme évoqué dans le chapitre 1, bien que la bouée ait continué à enregistrer et transmettre, elle s'est décrochée au passage de la tempête et a dérivé vers l'est.

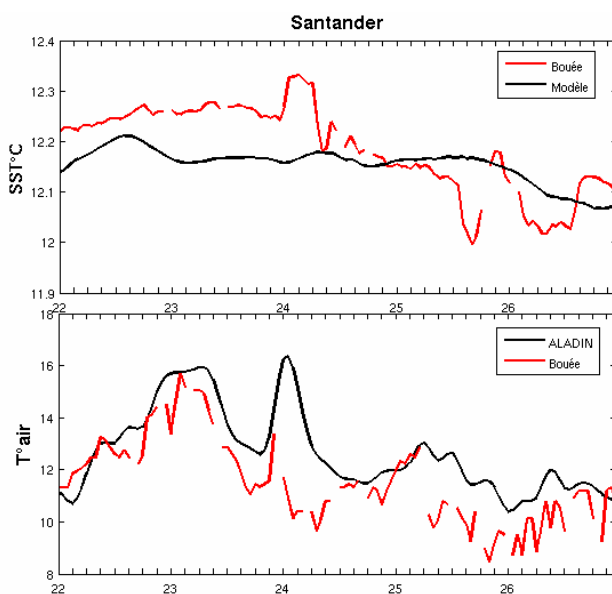


Fig. III.55 - Séries temporelles horaires sur la période du 22/01 00h au 27/01 00h de la SST (haut) et de la température de l'air (bas) à Santander (en $^{\circ}\text{C}$) observées et simulées (simulation Symphonie pour la SST et Aladin pour Tair).

On retrouve une hausse de SST de même grandeur à Peñas et Bilbao juste avant l'arrêt des données mais étant donné les ordres de grandeur des variations et les trous dans les données, il est difficile de tirer des conclusions définitives. De plus nous ne disposons pas des barres d'erreur sur les données. Par ailleurs, on observe à certaines bouées (Peñas et Donostia par exemple) un refroidissement quelques jours avant l'arrivée de la tempête (de l'ordre de -0.2°C à Donostia, ainsi qu'à Peñas et Brittany) : nous l'attribuons au coup de vent du 19-20/01 évoqué dans les parties précédentes. Aucun signal clair n'est détecté les 19-20/01 dans la simulation ; en contrepartie, un refroidissement assez net ($0.1-0.2^{\circ}\text{C}$) est simulé vers le 15/01 à Bilbao, Santander et Matxixako. L'absence de refroidissement dans le modèle est surprenant étant donné les anomalies négatives de flux de chaleur (jusqu'à -250 W/m^2) mises en évidence durant la tempête (Fig. III.32 et 33), ainsi que lors du coup de vent des 19-20/01. Nous allons voir dans les sections suivantes que la situation mélangée d'hiver inhibe ou réduit les effets sur la SST alors même que l'effet sur le mélange vertical est sensible.

Avant d'examiner la réponse en subsurface et sur le mélange, les variations en salinité de surface sont présentées.

III.2 Variations de la salinité de surface

Les cartes de la figure III.57 montrent les différences de salinité toutes les 3 h du 23/01 3h au 25/01 00h. Elles indiquent une baisse de la salinité de l'ordre de 0.05, perceptible dès le 23/01 à 12h. En effet, les fortes précipitations qui surviennent ce jour-là, sont d'un ordre de grandeur supérieur à l'évaporation concomitante, associée à la masse d'air chaud apportée par la dépression (de l'ordre de 10^{-6} m/s pour les précipitations et de 10^{-8} m/s pour l'évaporation) (cf Fig.III.56).

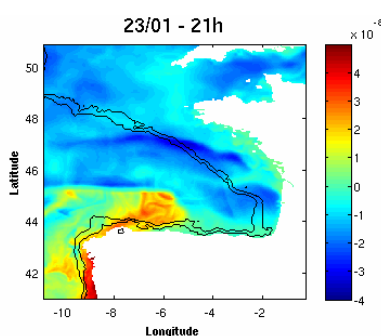


Fig. III.56 – Carte de l'évaporation (m/s) pour le 23/01/09 à 21h. Le volume d'eau évaporée a été calculé à partir du flux de chaleur latente.

Au fil des heures, la baisse de salinité s'accroît et s'étend sous la forme d'une « bande » depuis 45°N à l'ouest de la zone jusque -5°W près des côtes nord espagnoles. Elle se déplace vers l'est en suivant la zone de précipitation décrite en Figure III.30. La baisse de salinité est très rapide et très locale. Des signaux très marqués sont également observés sur le plateau au nord de 45°N avec des variations rapides d'augmentation ou de diminution de la SSS, liées à la marée étant donné leur période. Enfin, dans la plaine abyssale, on remarque des signaux de très fine échelle, cohérents avec ceux en SST décrits

précédemment et attribués à des déplacements de tourbillons ou filaments. Les cartes de moyennes journalières font apparaître des dessalures de plus de 0.5 près des embouchures de l'Adour, de la Gironde et de la Loire autour des 26-27 janvier, cohérentes avec les refroidissements reportés dans la section précédente. Ils correspondent à une forte augmentation des débits journaliers de ces fleuves prescrits à partir du 24/01.

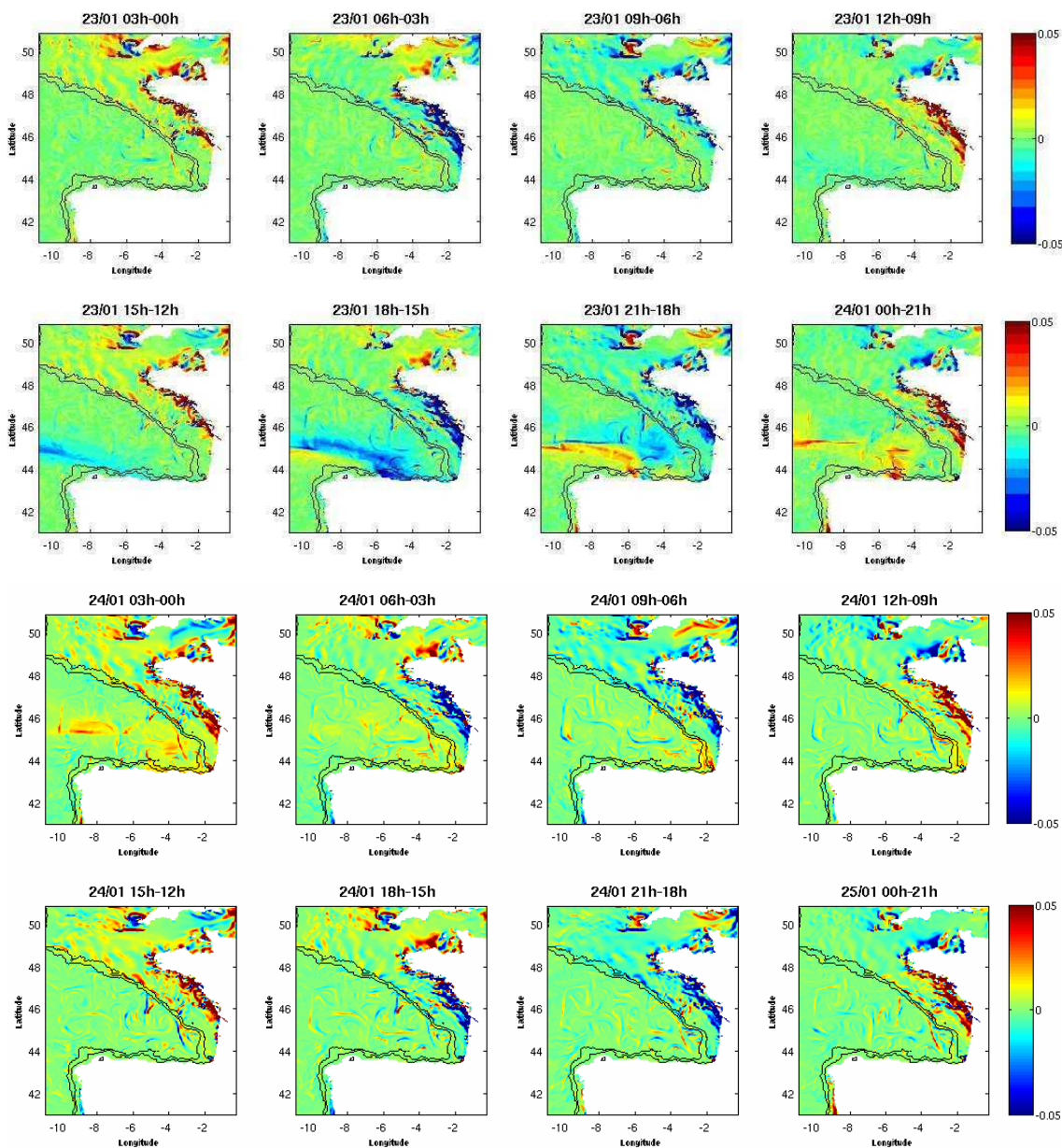


Fig. III.57 - Cartes des différences de la salinité toutes les 3h du 23/01 3h au 25/01 00h. Les lignes de contour noires indiquent les isobathes 1000 m et 200 m.

Outre l'apport d'eau douce par les précipitations quelques heures avant l'arrivée de la tempête, on peut repérer une hausse légère de la salinité du 24/01 00h au 24/01 3h, c'est-à-dire au moment où le centre dépressionnaire se trouve au milieu du golfe. A 6h et 9h elle est ensuite localisée dans le coin sud-est,

préférentiellement le long du talus. Cette tendance s'observe assez bien sur la Figure III.58 où est représentée la différence des moyennes journalières de la salinité entre le 25/01 et le 22/01.

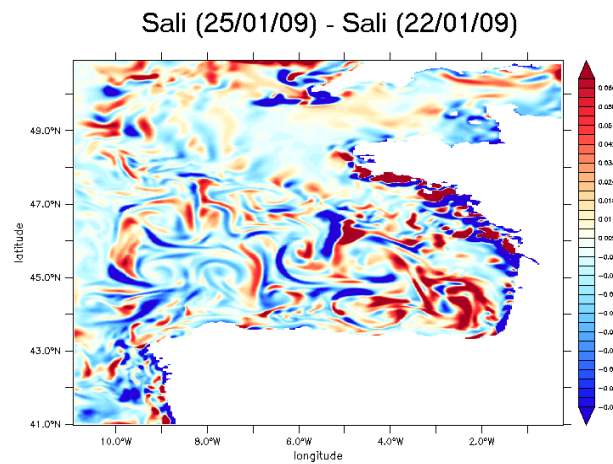


Fig. III.58 - Carte de la différence de la salinité avant (22/01) et après la tempête (25/01).

III.3 Variations de la température et salinité en subsurface

Dans cette section, nous analysons la distribution verticale dans les 200 premiers mètres de la température et de la salinité associée au signal en température de surface précédemment décrit. Je commence par présenter l'analyse aux points des mouillages AZTI et m'appuie sur la comparaison avec les observations pour interpréter les processus en jeu.

III.3.1 Comparaison avec les profils AZTI

Les figures III.59 à III.64 représentent la distribution verticale de la température et salinité à Donostia et Matxixako sur le mois de janvier 2009 et zoomé sur la période de tempête, du 22 au 27/01. Chaque profil fourni par la bouée est comparé au modèle, au point le plus proche de la bouée. NB : la profondeur au point du modèle ne correspond pas exactement à la profondeur donnée par la bouée. A Matxixako le modèle indique 120m (la bouée 450m), A Donostia, le modèle indique 303 m (la bouée 550m).

A Donostia (Fig. III.59), sur l'ensemble de la période, le champ simulé est en moyenne 0.5°C plus froid que les observations ; cependant, il représente bien la variabilité et les principaux événements, excepté celui qui apparaît autour du 7-10 janvier, responsable d'une baisse importante de la température de surface (~2.5°C). Cette diminution de la température serait associée à l'augmentation des débits des fleuves suite à un épisode neigeux autour de ces dates (Luis Ferrer, com. person., 2010). L'absence de ce signal dans le modèle peut s'expliquer soit par une advection insuffisante des eaux froides en provenance de l'Adour, soit par la non-prise en compte dans notre modèle des fleuves et rivières espagnols à proximité de Donostia. Par ailleurs, le modèle représente assez bien les eaux chaudes

présentes en subsurface au début du mois. Dans le modèle, cette veine d'eau chaude est associée au courant de pente, évoqué dans la section précédente.

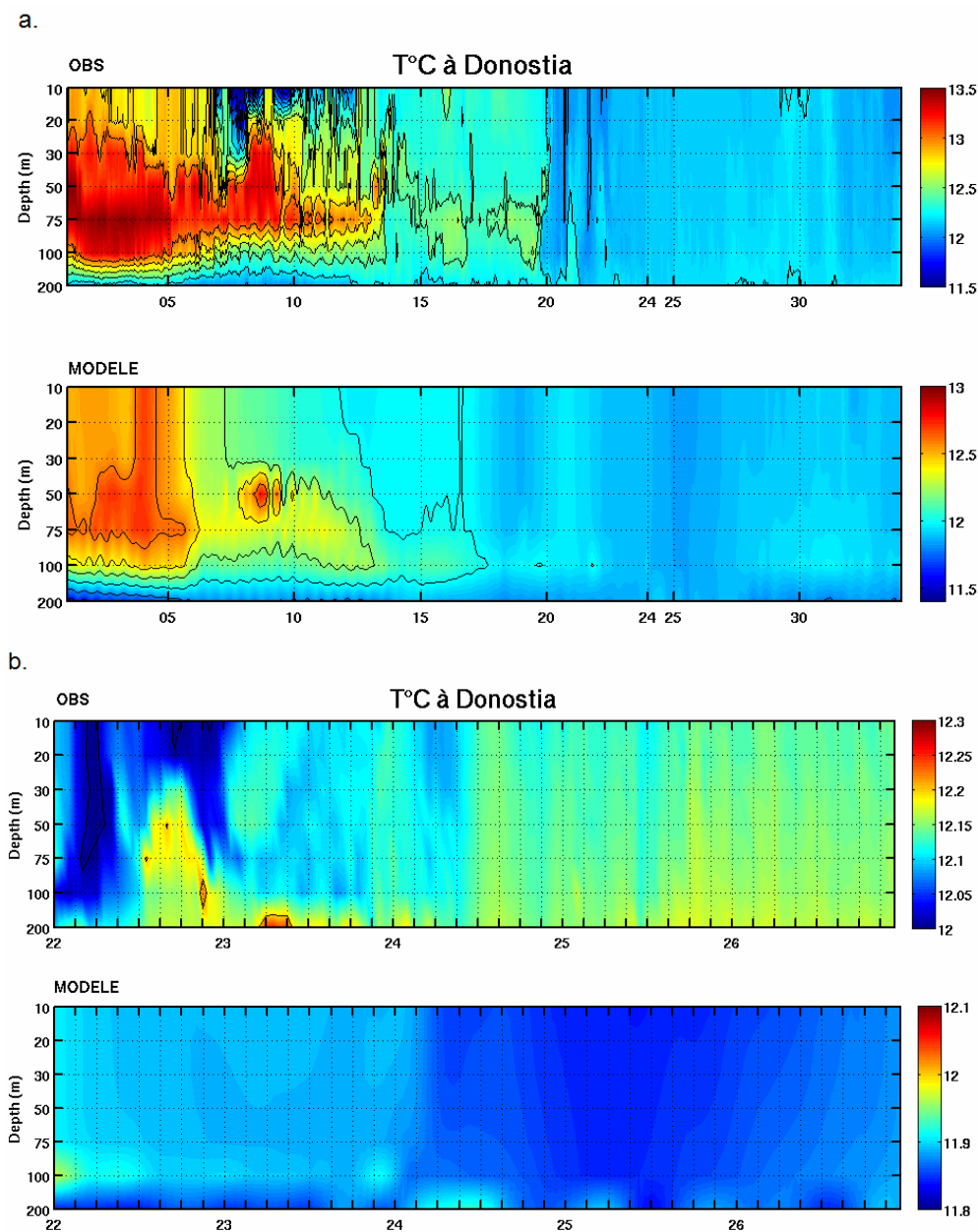


Fig. III.59 - Distribution verticale de la température (°C) donnée toutes les heures (à 10, 20, 30, 50, 75, 100, 200 mètres) à Donostia ; d'après la bouée et d'après le modèle; sur le mois de janvier 2009 (les jours sont indiqués à 12h) (a) et zoomée sur la période de tempête du 22/01 à 00h au 27/01 à 00h (b).

La tempête Klaus n'engendre qu'une faible réponse en température à Donostia : un léger réchauffement atteint les 200 premiers mètres dans la soirée du 24. Quelques heures plus tard, la colonne d'eau se refroidit, puis se réchauffe de nouveau le 24/01 à partir de 15h (Fig. III.59b). Ces variations sont inférieures à 0.05°C et l'on peut se demander dans quelle mesure elles sont significatives (i.e. hors de la barre d'erreur). La figure III.60 permet de visualiser plus facilement la distribution des isothermes sur la verticale.

Elle montre que si les variations de température sont à peine perceptibles dans les données, l'homogénéisation de la colonne d'eau est elle très nette à partir du 24/01. Les eaux restent bien mélangées jusqu'à la fin du mois avant de se re-stratifier progressivement. Le refroidissement à Donostia est également visible dans le modèle (Fig. III.60b) avec une diminution de la température du même ordre de grandeur que dans les observations. Le mélange est en bon accord avec les observations (Fig. III.60a) ; on note cependant que la stratification se reconstruit plus rapidement dans le modèle que dans les données.

Par ailleurs, on observe dans les données un refroidissement relativement marqué (jusqu'à -0.2°C) lors du coup de vent qui précède la tempête, vers le 20/01. Cet évènement se caractérise également par une homogénéisation de la colonne d'eau (Fig. III.60a). Un épisode de refroidissement et de mélange se produit aussi autour du 13-14 janvier. Par conséquent, la colonne d'eau est déjà bien mélangée lorsque survient la tempête ce qui peut en partie expliquer le faible refroidissement observé. Le modèle simule également ces refroidissements mais avec un léger décalage temporel (une journée plus tôt) pour l'évènement du 20/01.

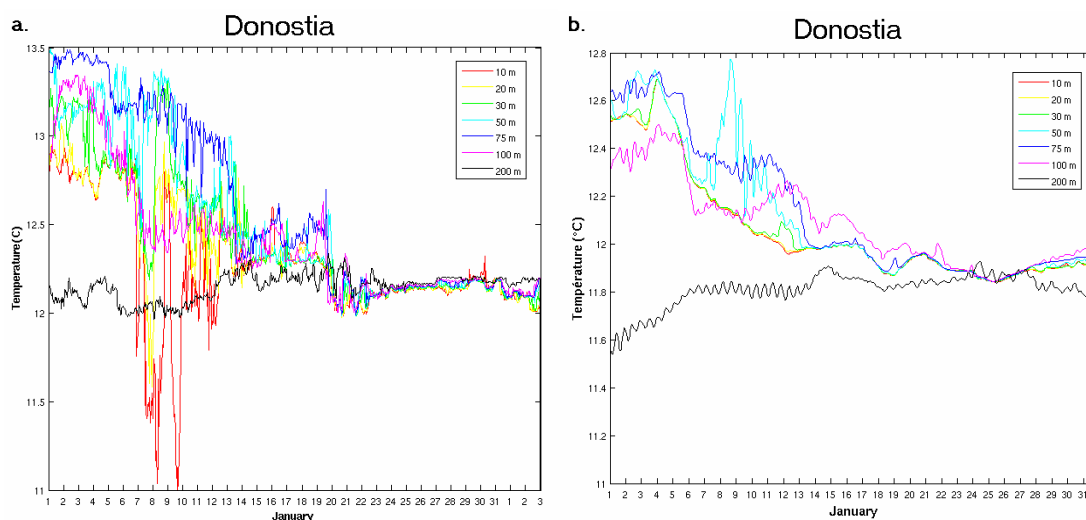


Fig. III.60 - Séries temporelles horaires de la température à Donostia à 10 m (rouge), 20 m (jaune), 30 m (vert), 50 m (bleu clair), 75 m (bleu foncé), 100 m (rose), 200 m (noir), issues (a) des observations à la bouée et (b) de la simulation au point proche de la bouée. Reproduit d'après la figure 1 de [Gonzales et al., \(2009\)](#).

Le profil de salinité (Fig. III.61) met clairement en évidence la très forte désalinisation de surface (< 35 psu jusqu'à 20-30 m) avec un minimum autour du 7 janvier. [Ferrer et al. \(2009\)](#) montrent en effet que l'influence des apports d'eau douce des rivières basques et de l'Adour s'étend jusqu'à la bouée Donostia (et dans une moindre mesure à Matxitxako) et peut atteindre 50 m de profondeur. Comme nous l'avons

vu sur le profil de température, la tempête a pour effet d'homogénéiser la colonne d'eau, ce qui se traduit en surface par une augmentation de la salinité (de l'ordre de +0.15 psu) à partir du 24/01 à 3h00. Le profil de salinité reste relativement bien homogène jusqu'à la fin du mois.

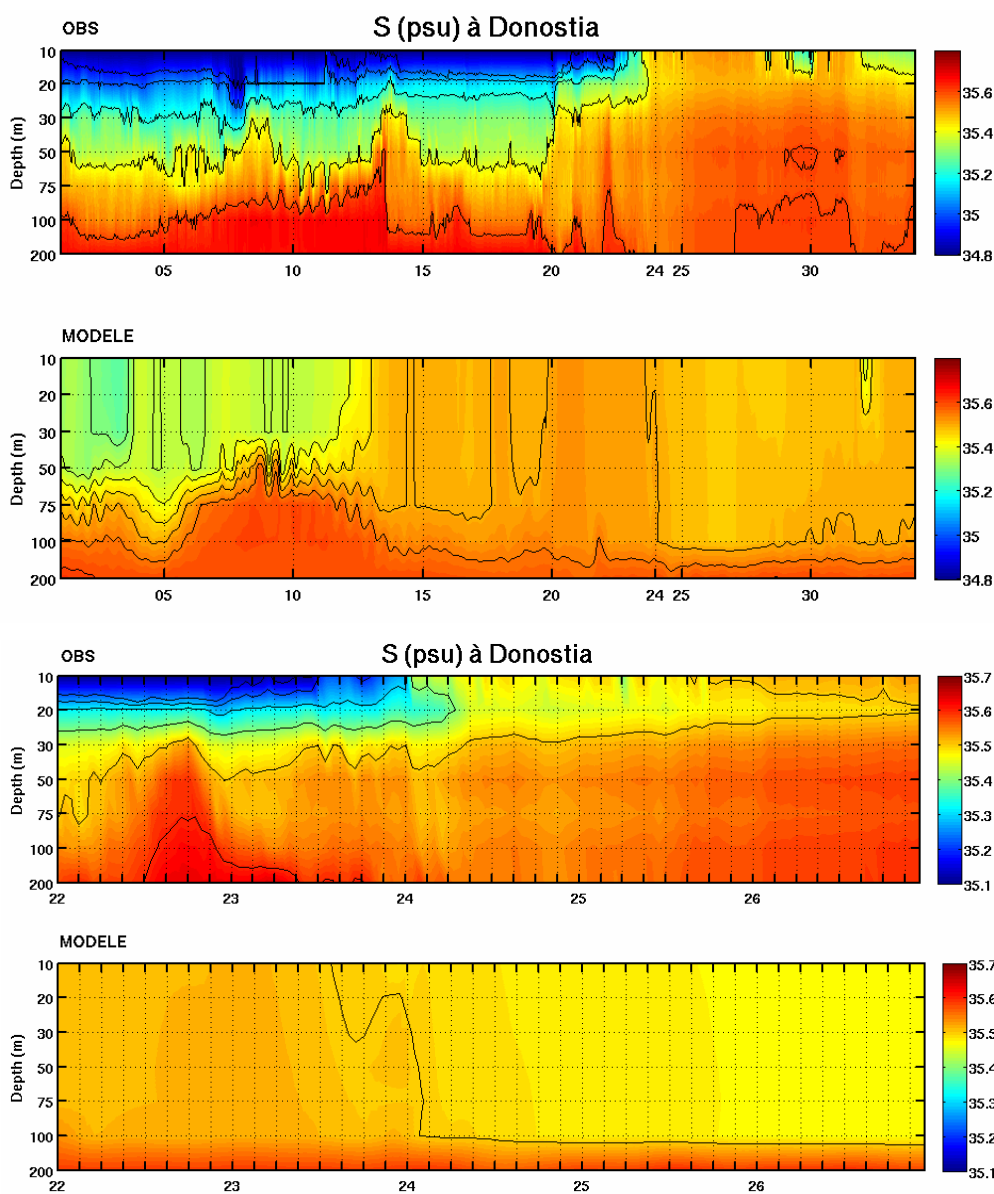


Fig. III.61 - Distribution verticale de la salinité donnée toutes les heures (à 10, 20, 30, 50, 75, 100, 200 mètres) à Donostia ; d'après la bouée, et d'après le modèle; sur le mois de janvier 2009 (les jours sont indiqués à 12h) (a) et zoomée sur la période de tempête du 22/01 à 00h au 27/01 à 00h (b).

Dans le modèle, la désalinisation de surface est bien plus faible et la couche est mélangée dans les 30 premiers mètres (35.2-35.4 psu). Lors de l'épisode de vent du 13/01 (cf Fig. III.23 pour revoir les séries temporelles du vent sur le mois de janvier 2009), le mélange homogénéise la salinité sur les 75 premiers mètres et provoque le refroidissement mentionné précédemment. L'effet du coup de vent du 13/01 est plus marqué dans le modèle car la stratification y est plus faible et le mélange se fait plus facilement. Le

passage de Klaus engendre une légère baisse de la salinité à partir du 24/01. Le profil reste ensuite homogène dans les premiers 100 m jusqu'à la fin du mois. La tendance est donc inversée par rapport à celle observée. L'hypothèse avancée est que les fortes précipitations relevées à Donostia dans les champs ALADIN conjuguées à un mélange intense (sur une colonne d'eau déjà bien mélangée) conduisent à la baisse de salinité dans la simulation.

Dans les observations, l'effet du mélange sur la colonne d'eau très stratifiée a pour principal effet de réchauffer les couches de surface ; l'effet des précipitations est alors secondaire.

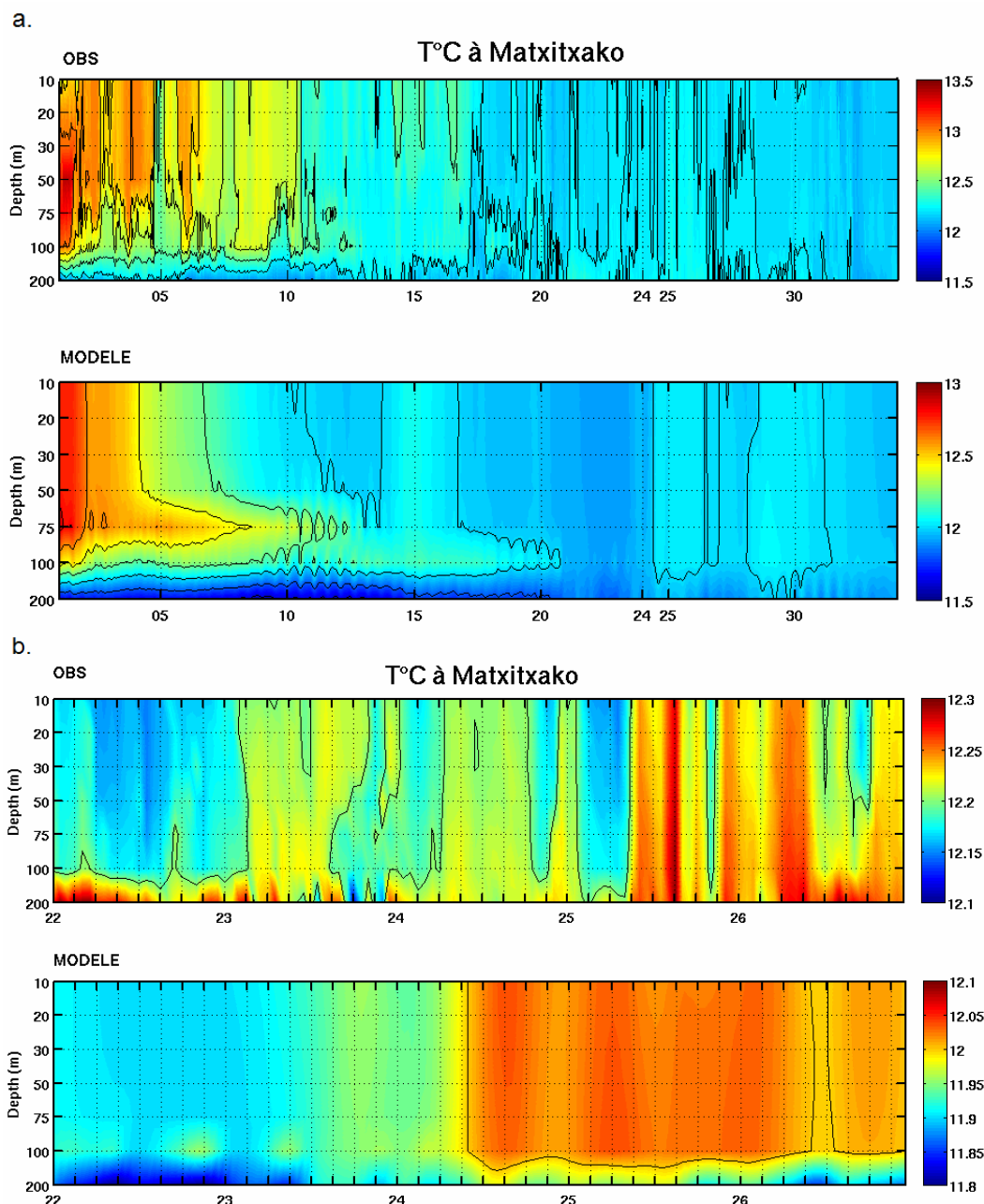


Fig III.62 - Distribution verticale de la température (°C) donnée toutes les heures (à 10, 20, 30, 50, 75, 100, 200 mètres) à Matxitxako, d'après la bouée, et d'après le modèle, sur le mois de janvier 2009 (les jours sont indiqués à 12h) (a) et zoomée sur la période de tempête du 22/01 à 00h au 27/01 à 00h (b).

A Matxitxako (Fig. III.62), dans les observations, le profil de température est distinct de celui de Donostia avec une colonne d'eau plus mélangée dans les 100 premiers mètres. Des refroidissements et réchauffements (0.1-0.2°C) sont observés jusque vers le 17/01. Se produit alors un épisode de mélange qui tend à refroidir les 200 premiers mètres. Ainsi, la colonne d'eau est bien mélangée lorsque survient Klaus et le signal associé n'est pas plus marqué qu'à Donostia. On note des refroidissements très ponctuels et très légers, notamment le 24/01 de 00h00 à 6h00 où la baisse de température est < 0.05 °C, et dans la nuit du 25/01 au 26/01. On remarque la présence d'eau plus chaude vers 200 m. Lors d'épisodes de mélange ces eaux chaudes sont brassées avec les eaux de surface, ce qui peut expliquer le faible refroidissement sur les trois jours 23-25/01.

Le profil de température simulé est plus proche du profil simulé à Donostia qu'est le profil observé. Cela peut être dû au fait que Donostia est soumise à l'influence des eaux douces fluviales, alors que Matxitxako ne l'est pas ; dans le modèle, cette influence n'est pas prise en compte, ce qui élimine donc un facteur de différence entre les deux bouées. Rubio et al. (2011) suggèrent que les deux bouées représentent chacune un régime : à Matxitxako, il s'agit d'un régime 'slope-like' tandis qu'à Donostia, il s'agit d'un régime 'shelf-like'. Il est possible que les imprécisions de la représentation de la bathymétrie dans notre modèle tendent à réduire les différences de dynamique entre ces deux bouées (Donostia devenant plus proche du régime 'slope-like'). Comme à Donostia, on note un biais de ~ 0.5 °C entre les températures observées et simulées. L'autre principale différence entre les profils simulés et observés à Matxitxako consiste en la présence d'un maximum de température de subsurface vers 75 m dans la simulation. D'après la distribution verticale du courant zonal simulé à Matxitxako (Fig. III.46), ce maximum de subsurface est a priori dû à l'advection d'eau chaude par le courant de pente. Les variations de température à l'échelle de quelques jours sont assez bien représentées : par exemple le refroidissement vers le 12-14/01, le réchauffement autour du 15, puis le refroidissement à partir du 17/01. La figure III.63 montre les corrélations calculées entre le modèle et les données sur le mois de janvier 2009 à Donostia et Matxitxako. L'accord en température est assez bon, avec une corrélation moyenne de 0.8-0.9, excepté en surface et au niveau le plus profond (200 m) où elle atteint ~ 0.35 .

Finalement, durant le passage de Klaus, le modèle ne voit pas ou très peu de diminution de température à cette période. Au contraire, on observe plutôt une tendance au réchauffement du 23/01 midi au 24/01 midi. Alternent ensuite des périodes de quelques heures de très légers refroidissement puis réchauffements et ce jusqu'au 27/01. Les variations de températures observées dans les données restent cependant très faibles et sont certainement comprises dans la barre d'incertitudes que l'on attribue aux données. Il convient donc de rester prudent quant à leur interprétation.

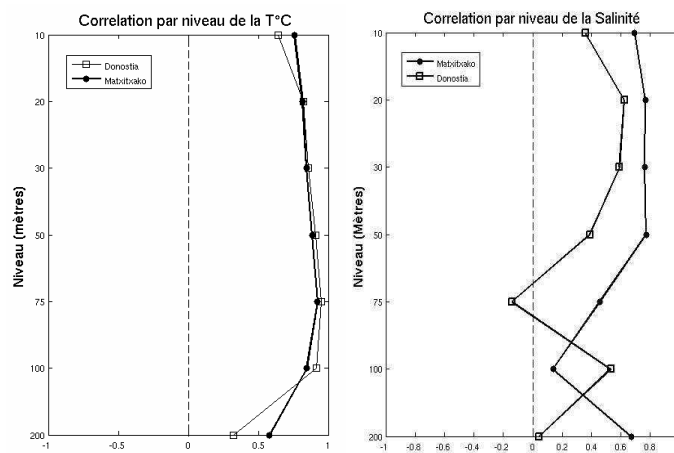


Fig. III.63 - Corrélation par niveau vertical entre profil observé et profil simulé pour la température (gauche) et la salinité (droite) à Donostia et Matxitxako, sur le mois de janvier 2009 (soit plus de 700 points).

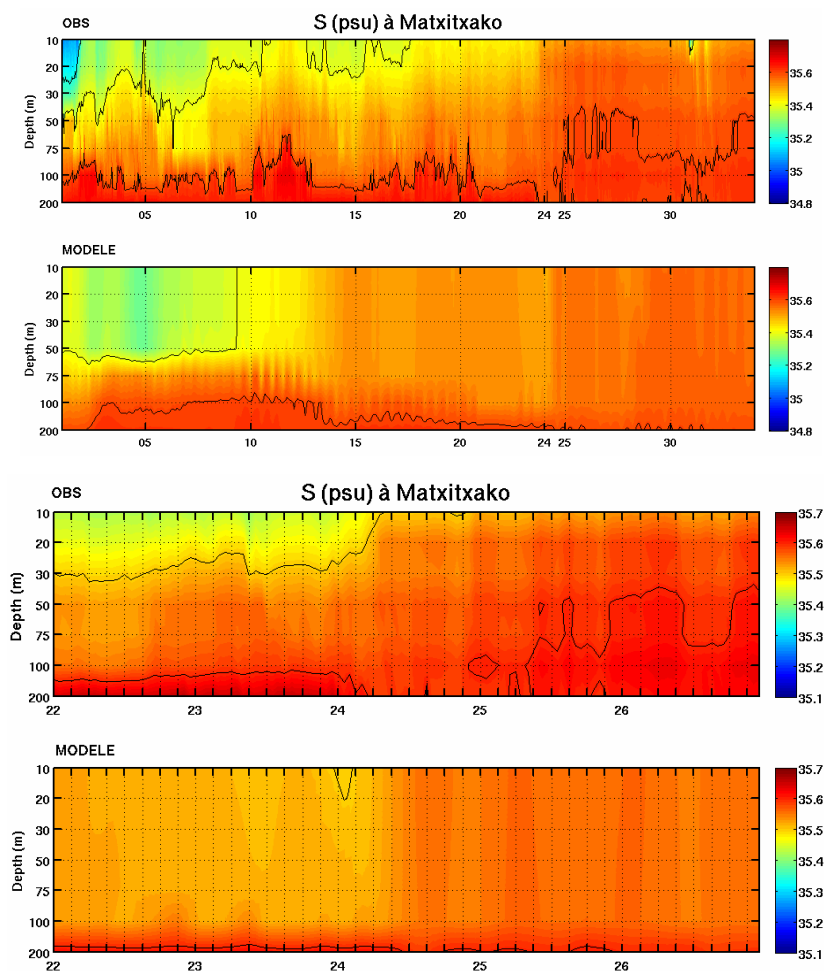


Fig III.64 - Distribution verticale de la salinité donnée toutes les heures (à 10, 20, 30, 50, 75, 100, 200 mètres) à Matxitxako ; d'après la bouée, et d'après le modèle; sur le mois de janvier 2009 (les jours sont indiqués à 12h) (a) et zoomé sur la période de tempête du 22/01 à 00h au 27/01 à 00h (b).

Les profils de salinité à Matxitxako, (Fig. III.64) soulignent la stratification moindre en surface qu'à

Donostia : puisque la bouée est plus éloignée de l'embouchure des rivières, elle ne subit pas l'arrivée d'eau dessalée. L'accord avec le modèle est donc meilleur qu'à Donostia avec une corrélation de surface proche de 0.7 contre 0.4 à Donostia (Fig. III.63). La corrélation s'améliore jusqu'aux 50 premiers mètres mais devient beaucoup moins bonne ensuite (elle atteint -0.17 à 75 m pour Donostia).

La réponse au passage de Klaus consiste principalement en une augmentation de la salinité dans le modèle et les observations à partir du 24/01. Il est intéressant de noter que bien que les stratifications à Donostia et Matxitxako soient relativement proches dans le modèle, l'impact de Klaus résulte en des tendances différentes à la fois en température et salinité.

III.3.2 Profils verticaux en deux autres points

Les bouées Donostia et Matxitxako sont situées dans des zones à la bathymétrie assez particulière (proximité du Gouf de CapBreton) ce qui peut être à l'origine de certaines spécificités dans la réponse en SST. Pour prolonger l'analyse de la réponse en température et en salinité simulée par le modèle, j'ai donc analysé l'évolution des profils verticaux avant et après la tempête en deux autres points situés dans le sud-est du golfe ; l'un situé sur le talus, l'autre sur le plateau (Fig.III.65). Ils illustrent deux types de réponse en SST rencontrés dans la zone suivant la distribution verticale initiale de la température :

- Pour le point situé le plus au sud, le mélange vertical généré lors de la tempête entraîne un approfondissement de la couche de mélange associé à une homogénéisation de la température sur la colonne d'eau, qui provoque un réchauffement en surface et un refroidissement en subsurface.
- Pour le point situé sur le plateau, le passage de la tempête se traduit par un approfondissement de la couche de mélange et un refroidissement en surface. Le refroidissement en surface peut être lié soit à un refroidissement atmosphérique qui approfondit la couche de mélange par convection, soit par une advection d'eau froide en provenance des fleuves. (Gironde notamment) Dans tous les cas, le refroidissement généré l'emporte sur le mélange avec les eaux plus profondes qui aurait tendance à réchauffer la surface du fait de la présence des eaux de subsurface plus chaudes.

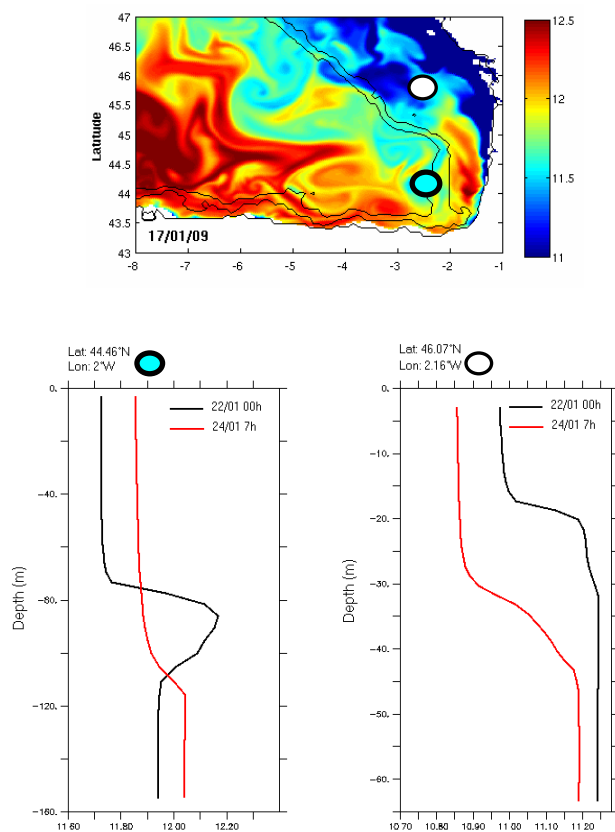


Fig. III.65 - Profils en température (°C) d'après le modèle aux points situés à 44.46°N, 2°W (gauche) et 46.7°N, 2.16°W (droite), avant (le 22/01 à 00h) (courbe noire) et juste après (le 24/01 7h) (courbe rouge) le passage de la tempête Klaus. La localisation des points où sont réalisés les profils est indiquée par des cercles bleu et blanc sur la carte qui montre la SST du 17/01 d'après BAOBIS_G1.

III.3.3 Comparaison avec les profils EN3

Les profils (Fig. III.66) ne correspondent pas tous exactement aux mêmes points géographiques. Néanmoins, pour les deux profils les plus proches (P44 et P46) on peut considérer que l'on dispose d'une série temporelle au 1^{er} ordre. Il faut toutefois garder à l'esprit la forte variabilité spatiale de la réponse en température mis en évidence dans les sections précédentes et la prendre en considération dans l'analyse de ces profils. La comparaison du modèle aux observations indique un biais froid récurrent (de -0.05 à -0.1 °C) sur l'ensemble de la colonne d'eau, comme c'était aussi le cas à Donostia et Matxitxako.

Concernant la salinité, les biais observés sont moins systématiques. Ainsi le modèle sous-estime la salinité de surface au point P44 et P48 (respectivement ~ -0.055 et ~ -0.1) alors qu'il la surestime au P41 et P50 (respectivement $\sim +0.02$ et $\sim +0.04$).

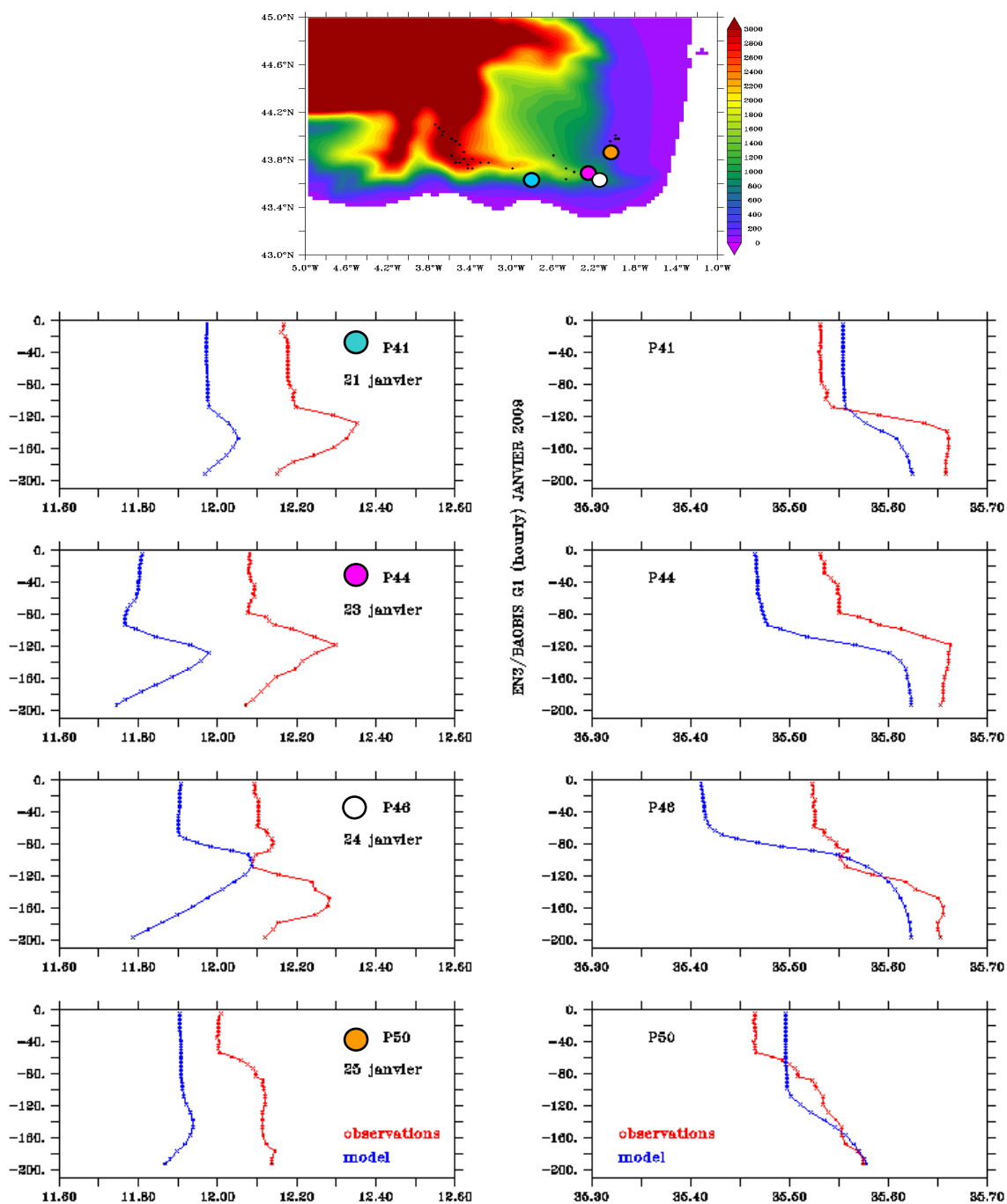


Fig. III.66 - Profils en T (gauche) et S (droite) de la simulation BAOBIS G1 (bleu foncé), comparés aux données EN3 (rouge) pour les profils 41 (43.67°N, 2.79°W), 44 (43.65°N, 2.283°W) 46 (43.64°N, 2.12°W) et 50 (43.82°N, 2.04°W) prélevés respectivement les 21, 23, 24 et 25 janvier. Les profils issus du modèle sont estimés à partir de sorties horaires de T et S.

Aux profils P41, P44 et P48 on observe très nettement le maximum de température en subsurface mis en évidence dans le modèle et dans les données AZTI. Le 24 janvier, la couche de mélange au profil P48 est un peu plus profonde qu'au profil P44 un jour avant mais la température de surface n'est pas abaissée par rapport à ce même profil. L'effet sur la couche de mélange est comparable dans le modèle.

On retrouve cet effet sur le profil de salinité au même point avec une profondeur de la couche de mélange qui passe de 50 à 120m.

Le profil P50 se situe un peu plus sur le plateau et doit se trouver dans la configuration 2 décrite au dessus (Fig. III.65). Il ne semble pas y avoir de veine en subsurface et la température de surface est plus froide.

III.3.4 Conclusion

Pour résumé, la tempête Klaus ne semble pas avoir été à l'origine d'un refroidissement marqué de la surface de l'océan. Deux phénomènes peuvent l'expliquer :

- Tout d'abord les coups de vent qui ont précédé la tempête (notamment celui du 19/20) qui ont homogénéisé la colonne d'eau avant l'arrivée de la tempête.
- Ensuite, la présence d'une veine chaude de subsurface qui réchauffe la surface lorsque le mélange vertical se met en place.

Des refroidissements apparaissent toutefois localement, notamment sur le plateau où la température de surface diminue par refroidissement atmosphérique ou advection d'eau froide en provenance des fleuves. Dans la plaine, la réponse en SST est également fortement impactée par la présence des tourbillons qui advectent des eaux chaudes du plateau.

Finalement la forte variabilité de la réponse en SST rend difficile la mise en évidence d'une asymétrie associée à l'asymétrie du forçage en vent lors du passage du cyclone, comme évoqué dans la littérature. Cependant, la réponse en salinité, semble être plus intense dans le coin sud-est du golfe. Dans tous les cas, le passage de la tempête a provoqué un approfondissement de la couche de mélange. Dans la section qui suit nous proposons de caractériser un peu plus précisément le mélange associé à la tempête.

IV Variations de la CMO

Dans les sections précédentes, nous avons vu que la tempête Klaus n'avait généré que peu voire pas du tout de refroidissement en surface. Cependant ceci ne veut pas dire qu'il n'y a pas eu de mélange.

Dans ce paragraphe, nous proposons d'analyser le mélange vertical induit par le passage de la tempête Klaus en se basant sur les calculs de la profondeur de la couche de mélange. Afin de caractériser la profondeur de la couche de mélange, il faut identifier le sommet de la thermocline par un critère en densité ou en température. Le choix du critère dépend de la région d'étude et des conditions générales de stratification qui la caractérisent, mais nous n'avons pas trouvé dans la littérature de critère

particulièrement préconisé pour une situation telle que la nôtre (situation hivernale, région côtière et de plateau, variabilité haute-fréquence). Ici, nous proposons une couche de mélange mesurée sur le critère de densité, (0.01 kg/m^3) c'est-à-dire que la profondeur de la couche de mélange correspond à la profondeur à laquelle la différence de densité par rapport à celle de surface est supérieure ou égale à 0.01 kg/m^3 . Après l'analyse des variations de la profondeur de la couche de mélange représentées par le modèle aux points des bouées puis sur l'ensemble de la zone, nous nous concentrerons sur les mouillages situés à Donostia et Matxitxako.

IV.1 Approfondissement de la couche de mélange dans le modèle

Les variations de la profondeur de la couche de mélange aux points des bouées (Fig. III.67) indiquent une diminution rapide de l'épaisseur de la couche de mélange le 23/01. Alors que la colonne d'eau se trouve déjà bien mélangée suite au coup de vent du 19-20/01 (avec une profondeur comprise entre 100 et 200m selon l'endroit), une stratification apparaît brusquement en surface, au moment de la survenue de précipitations intenses qui ont accompagné le passage du front chaud de la tempête (Figure III.30 du chapitre 2, pour revoir les cartes des précipitations). On peut penser que les eaux douces apportées en surface par les précipitations soient aussitôt mélangées par les vents forts. Au même moment, on constate une diminution importante de l'intensité des vents, qui succède au passage du front froid (Fig. III.23 pour revoir l'évolution de l'intensité des vents). Ainsi, les eaux douces de surface ne sont pas mélangées instantanément ce qui permet la formation d'une stratification près de la surface pendant quelques heures. Ensuite, l'intensité des vents augmente à nouveau, le mélange s'intensifie et la couche de mélange s'approfondit.

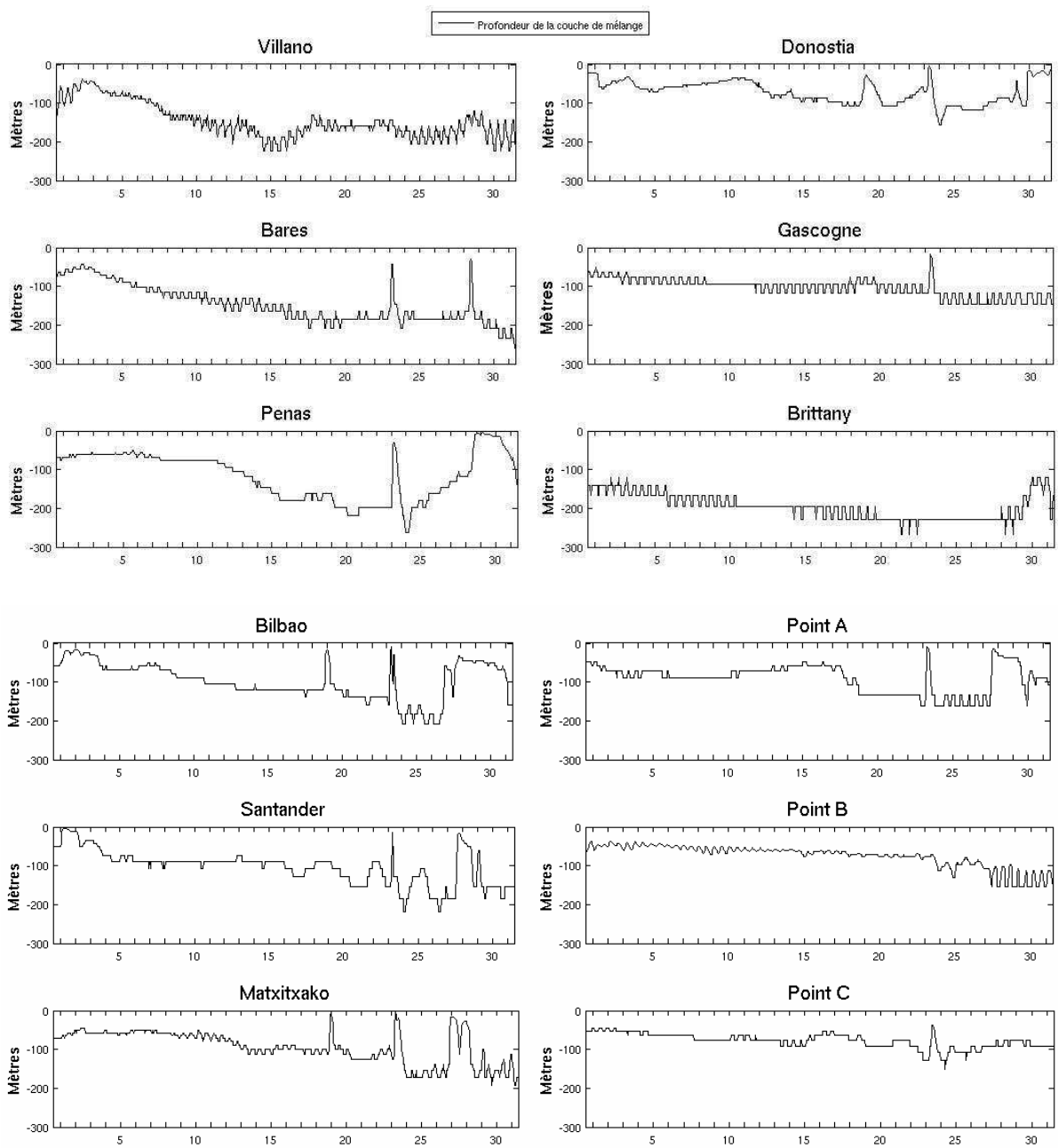


Fig. III.67 - Profondeur de la couche de mélange (en m) aux point proches des bouées Villano, Bares, Peñas, Bilbao, Santander, Matxitxako, Donostia, Gascogne, Brittany, ainsi qu'au points modèle A, B et C ; sur le mois de janvier 2009. Les dates sont indiquées à 12h.

Selon la bouée, la profondeur atteinte (de 200 à 300 m selon la bouée) est supérieure (de l'ordre de +50 m à Peñas, Bilbao, Santander, Matxitxako, et Donostia) ou égale (Bares, Point A et C) à la profondeur qu'avait la couche de mélange avant la tempête.

La figure III.68 présente les cartes de profondeur de la couche de mélange calculée toutes les 3 h à partir du profil en densité du modèle.

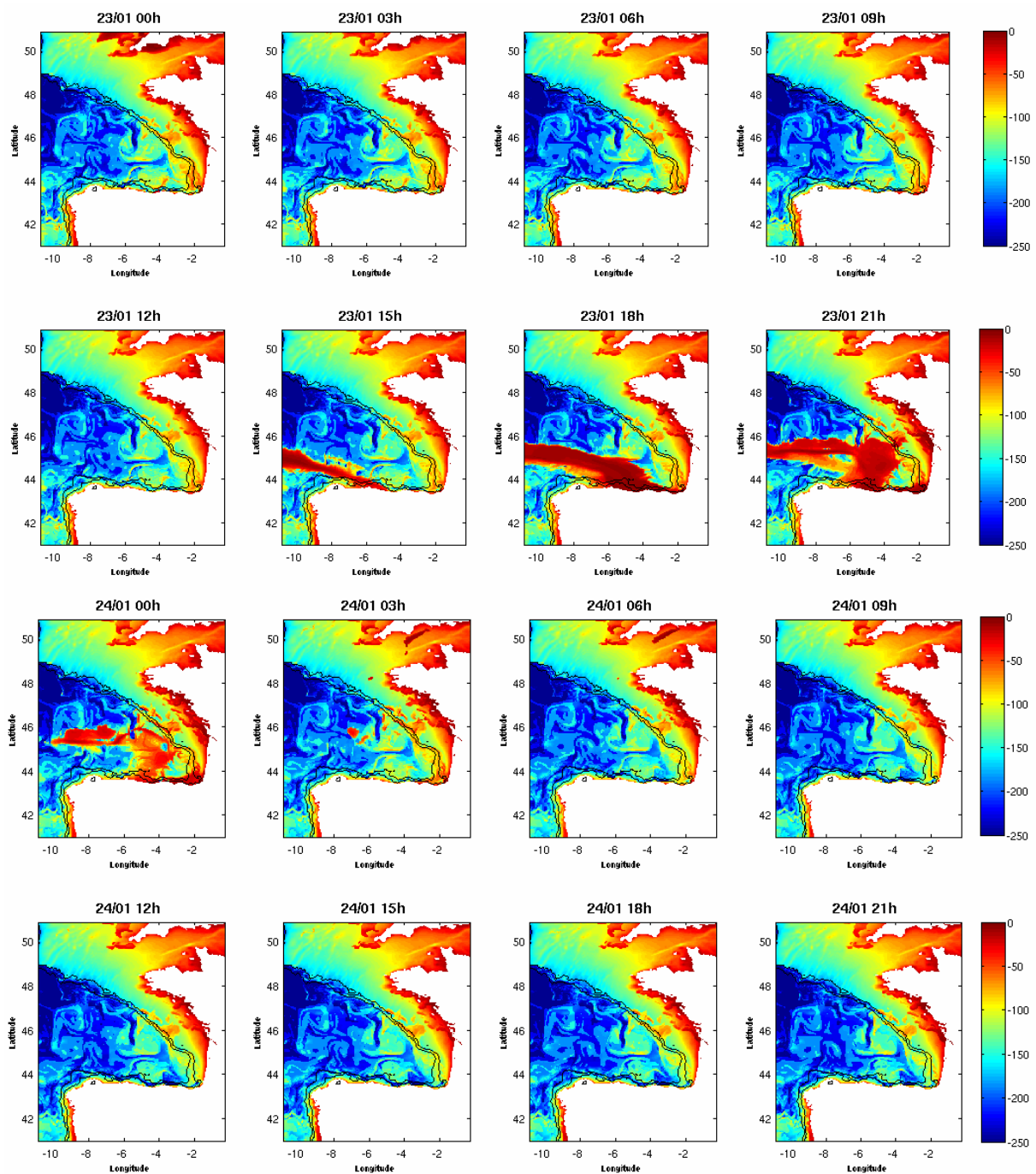


Fig. III.68 - Cartes de la profondeur de la couche de mélange (en mètres) estimée à partir du modèle sur un critère en densité (0.01 kg.m^3), toutes les trois heures du 23/01 00h au 24/01 21h.

On note tout d'abord que la distribution de la profondeur de la CMO est contrainte d'une part par la topographie (avec des couches atteignant le fond sur les plateaux au nord de la zone) et d'autre part par la mésoéchelle. On observe des structures sous forme de filaments avec des gradients de plusieurs dizaines de mètres. L'augmentation de la profondeur de la couche de mélange s'accorde tout à fait avec la distribution des précipitations et leur propagation vers l'est, décrite au chapitre 2. Ensuite, à partir du 24 à 00h et jusqu'au 24 6h, on note un approfondissement de la couche de mélange de l'ordre de -50 m, répartie de façon assez parsemée dans la zone.

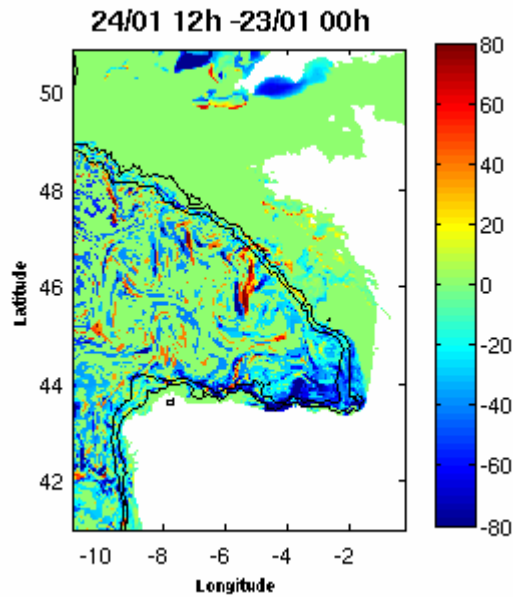


Fig. III.69 - Carte de la différence de la profondeur de la couche de mélange (en mètres) avant (le 23/01 à 00h) et après (le 24/01 à 12h) le passage de la tempête. Les contours noirs indiquent les isobathes 1000m et 200m

La figure III.69 montre la différence entre la profondeur de la couche de mélange du 24/01 12h, juste après le passage de la tempête, et la profondeur de la couche de mélange avant l'arrivée de la tempête le 23/01 à 00h. Elle permet ainsi d'évaluer l'impact de la tempête sur la profondeur de la couche de mélange sans considérer la stratification mise en place lors des précipitations. On remarque que l'approfondissement a été maximum dans le coin sud-est du golfe ainsi que le long du talus nord espagnol. Ce résultat est assez cohérent avec le signal en salinité montré en figure III.58 ainsi qu'avec l'intensification des vents à la droite du cyclone comme décrit en section III.1 du chap 2 (Fig. III.21).

IV.2 Mélange vertical dans le modèle

Dans le modèle, le mélange vertical des traceurs dépend d'un terme de diffusion verticale (K_z), lui-même déterminé à partir du schéma de fermeture turbulente (voir sections I.2 et I.3 du chapitre 2 de la partie I). Les figures III.70, 71, et 72 représentent les profils verticaux du K_z (en \log_{10}) aux points du modèle proches des bouées Bares, Matxitzako, et Donostia. Pour les trois localisations, la remontée de la CMO due à la survenue des précipitations quelques heures avant l'arrivée du centre dépressionnaire (le 23/01 de 12 à 18h) est associée à une nette diminution de la diffusion verticale turbulente. Quelques heures après, au moment où le centre dépressionnaire se trouve dans le Golfe de Gascogne (à partir du 24/01 00h), la diffusion verticale augmente à nouveau et atteint des couches plus profondes, signe que la CMO s'abaisse. Elle remonte dès le 24/01 à 12h. A Bares, elle retrouve son épaisseur initiale alors qu'à Matxitzako et Donostia, elle est légèrement plus profonde qu'avant l'arrivée de la tempête. Ces figures indiquent que malgré le faible impact sur les champs de température et de salinité, la tempête a induit la turbulence la plus forte sur tout le mois de janvier lors du passage de Klaus. Il est probable que l'impact de ce pic de turbulence sur d'autres propriétés des masses d'eau (notamment bio-

géochimiques) soit significatif. On note aussi un pic de turbulence autour du 20/01.

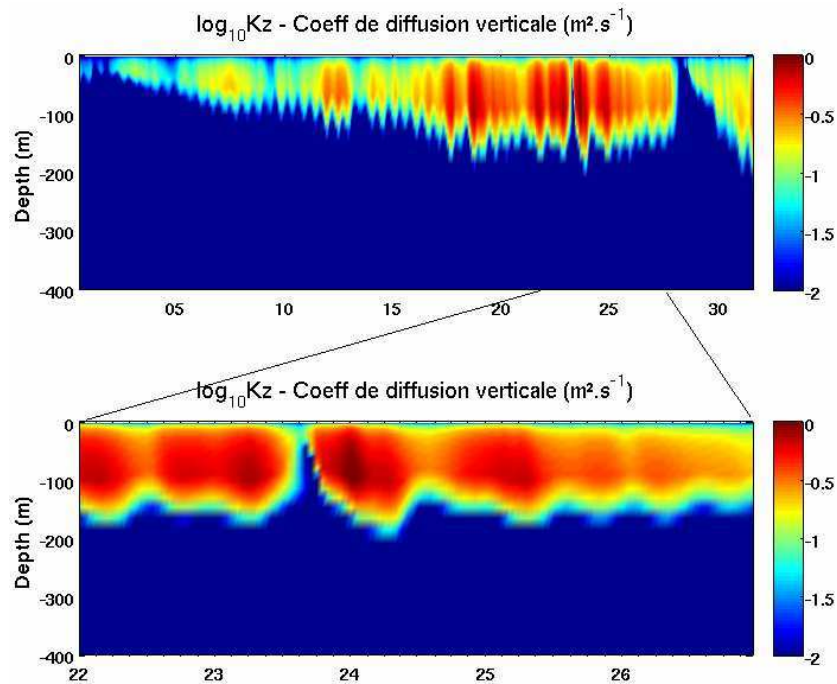


Fig. III.70 - Profil vertical du coefficient de diffusion verticale au point proche de Bares, de 0 à 400 mètres, sur le mois de janvier 2009 (les dates sont indiquées à 12h) puis zoomé sur la période de la tempête Klaus, du 22/01 00h au 27/01 00h.

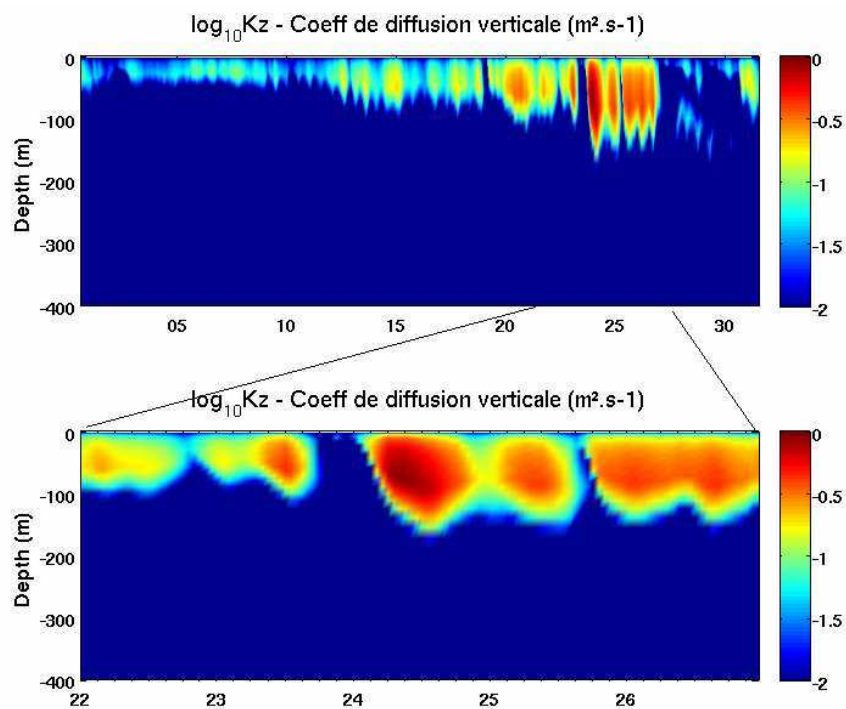


Fig. III.71 - Profil vertical du coefficient de diffusion verticale au point proche de Matxitxako, de 0 à 400 mètres, sur le mois de janvier 2009 (les dates sont indiquées à 12h) puis zoomé sur la période de la tempête Klaus, du 22/01 00h au 27/01 00h.

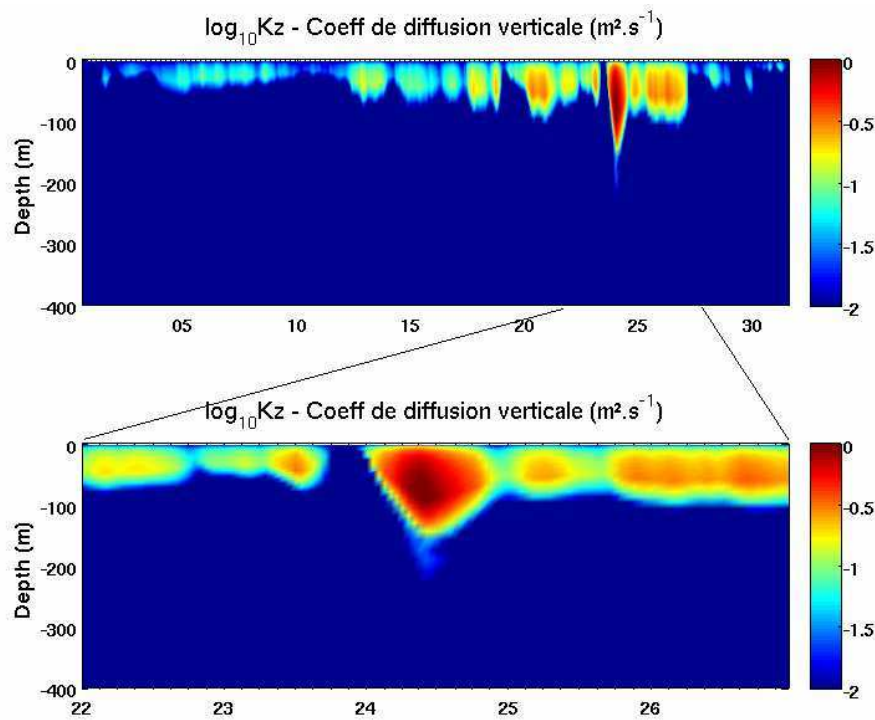


Fig. III.72 - Profil vertical du coefficient de diffusion verticale au point proche de Donostia, de 0 à 400 mètres, sur le mois de janvier 2009 (les dates sont indiquées à 12h) puis zoomé sur la période de la tempête Klaus, du 22/01 00h au 27/01 00h.

IV.3 Mélange vertical dans les observations

L'intensité du mélange vertical dépend de 2 effets antagonistes qui sont :

- 1/ Le cisaillement vertical du courant horizontal, qui déstabilise la colonne d'eau ;
- 2/ La stratification, qui stabilise la colonne d'eau et inhibe le mélange.

Le cisaillement vertical est le gradient vertical $\partial u / \partial z$ de la vitesse horizontale u . C'est généralement le vent qui transfère sa quantité de mouvement à l'océan et génère ainsi une zone de fort cisaillement dans les couches superficielles.

La stratification peut être estimée via la fréquence de Brunt Väisälä, N , qui constitue une mesure de la stabilité de la stratification. Elle est définie par :

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

Elle donne la fréquence propre d'oscillation d'une particule de fluide de masse volumique ρ autour de sa profondeur d'équilibre. Si N^2 est positif, le milieu est stable et inversement s'il est négatif.

L'intensité du mélange vertical dépend du rapport entre le cisaillement vertical et stratification. Ce rapport est nommé « nombre de Richardson », noté Ri , et permet donc de caractériser l'existence de

mélange turbulent dans un fluide :

$$Ri = \frac{\text{stratification}}{\text{cisaillement}} = \frac{g(\partial\rho/\partial z)}{\rho(\partial u/\partial z)^2} = \frac{N^2}{(\partial u/\partial z)^2}$$

Le nombre de Richardson compare la stabilité statique (N) à l'instabilité dynamique ($\partial u/\partial z$). Si $Ri > 1$ le milieu est stable. Si $Ri < 1$ un gradient vertical de vitesse augmente la turbulence.

Rubio et al. (2011) ont calculé à partir des données à Matxixako et Donostia les profils de Ri afin d'étudier l'impact du cisaillement vertical sur le mélange et donc la stratification observée. Une des questions sous-jacentes est d'estimer la part inertielle du cisaillement vertical conduisant à un approfondissement de la CMO. En me basant sur leur approche et sur les programmes de calcul qu'A. Rubio m'a donnés lors de mon séjour à AZTI en Décembre 2010, j'ai calculé le cisaillement vertical, la fréquence de Brunt Väisälä et le nombre de Richardson aux bouées Matxixako et Donostia, en janvier 2009 à partir des observations et de la simulation. Les figures III.73 et III.74 présentent les résultats obtenus.

Dans les observations, à Donostia (Fig. III.73), le cisaillement vertical s'intensifie lors de la tempête (24/01) sur l'ensemble de la colonne d'eau. Ce cisaillement est probablement associé à la génération de courants inertiels. Un pic est également observé lors de l'épisode de vents forts autour du 20/01. La stratification, forte en surface du fait de l'apport d'eau froide et peu salée par les fleuves, est détruite suite au passage de la tempête comme nous l'avons vu précédemment. La fréquence de Brunt Väisälä passe de valeurs proches de 0.02 s^{-1} à des valeurs proches de 0.005 s^{-1} . La stratification des eaux de surface se rétablit à partir du 28-29 janvier. Finalement le nombre de Richardson atteint en effet des valeurs inférieures à 1 en dessous de 80 m entre le 20 et le 30 janvier, et sur toute la colonne d'eau autour du 24/01. Il semble donc que le cisaillement des courants horizontaux ait contribué à l'intensification du mélange.

A Matxixako (Fig. III.74), le profil de cisaillement vertical est similaire avec une intensification lors de la tempête. La stratification est beaucoup moins marquée en surface qu'à Donostia, comme nous l'avons fait remarquer dans les sections précédentes. Finalement, tout comme à Donostia, le nombre de Richardson devient inférieur à 1 lors des épisodes de vent fort, et notamment au passage de Klaus. La comparaison avec le modèle montre que celui-ci représente bien l'intensification du cisaillement vertical lors de la tempête mais avec des valeurs plus faibles que dans les observations. La stratification à Donostia est mal représentée en surface du fait de l'apport d'eau froide et peu salée mal ou peu représentée dans notre modèle. Par contre, on retrouve une stratification de subsurface cohérente, associée à la veine d'eau chaude bien représentée dans le modèle. Le nombre de Richardson reste inférieur à 1 en surface sur toute la période ; cela confirme que le modèle tend à mélanger trop en surface par rapport aux observations et ceci à cause d'un déficit en stratification. Lors du passage de Klaus, on a bien une diminution du nombre de Richardson mais elle est limitée aux 100 premiers mètres. Il semble donc que le modèle sous-estime le mélange en profondeur. Si le cisaillement vertical est dû aux courants inertiels comme le supposent nos collègues d'AZTI, cela suggère que la génération des courants inertiels dans le modèle est insuffisante ou que ces derniers ne pénètrent pas assez en

profondeur. A Matxitxako, les conclusions sont similaires excepté en surface où le biais en stratification du modèle est réduit du fait de l'influence réduite des fleuves. Le mélange dans les observations est donc un peu inhibé et se rapproche plus de ce que représente le modèle. Le cisaillement vertical est toutefois moins intense lors de la tempête qu'à Donostia.

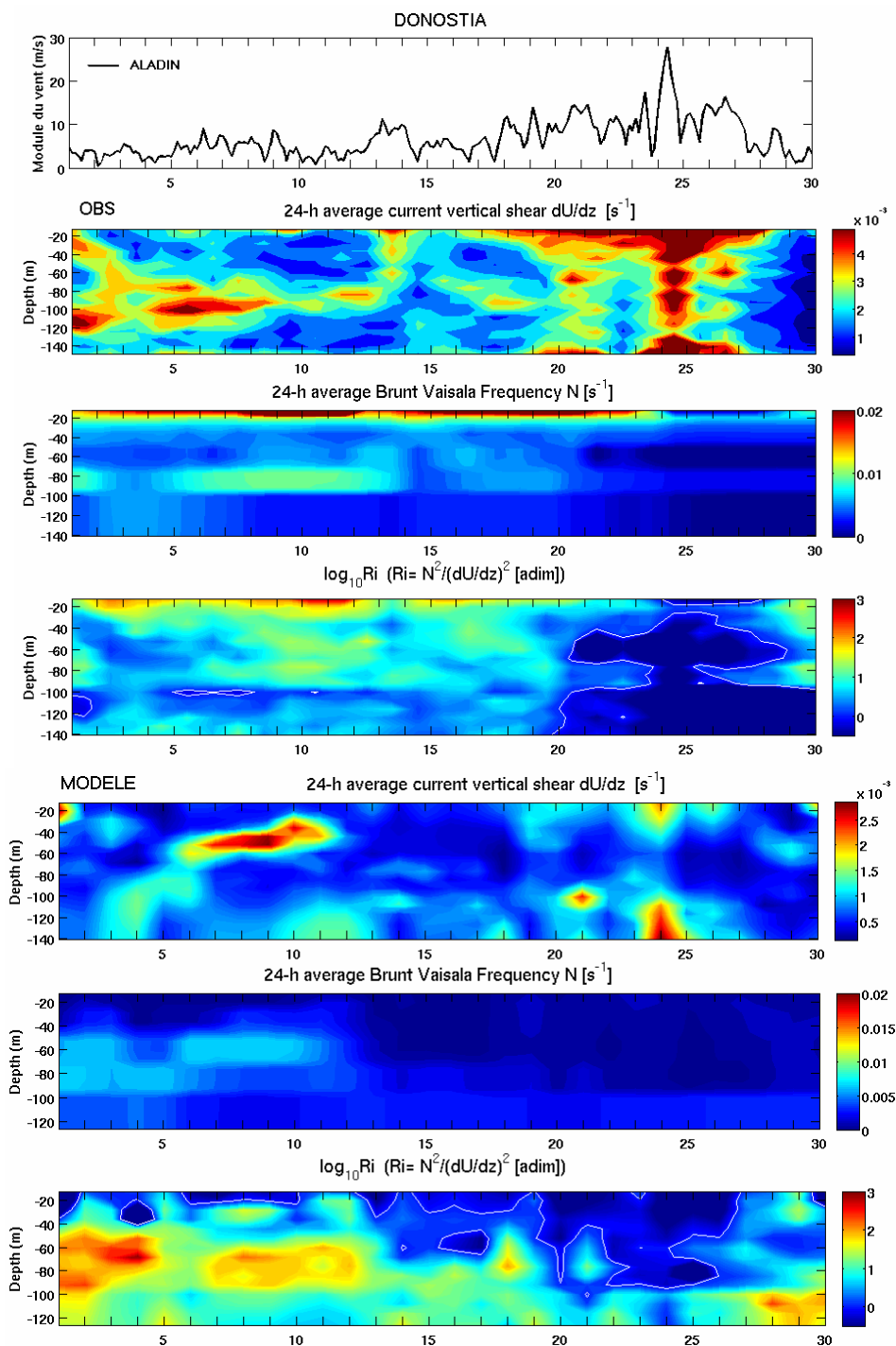


Fig. III.73 - Séries temporelles du module du vent (m/s) d'après le modèle ALADIN, du profil vertical du cisaillement vertical du courant horizontal (s^{-1}), de la fréquence de Brunt Vailsala (s^{-1}) et du nombre de Richardson (adim) sur le mois de janvier 2009 à Donostia, d'après les observations et d'après le modèle au point le plus proche de Donostia.

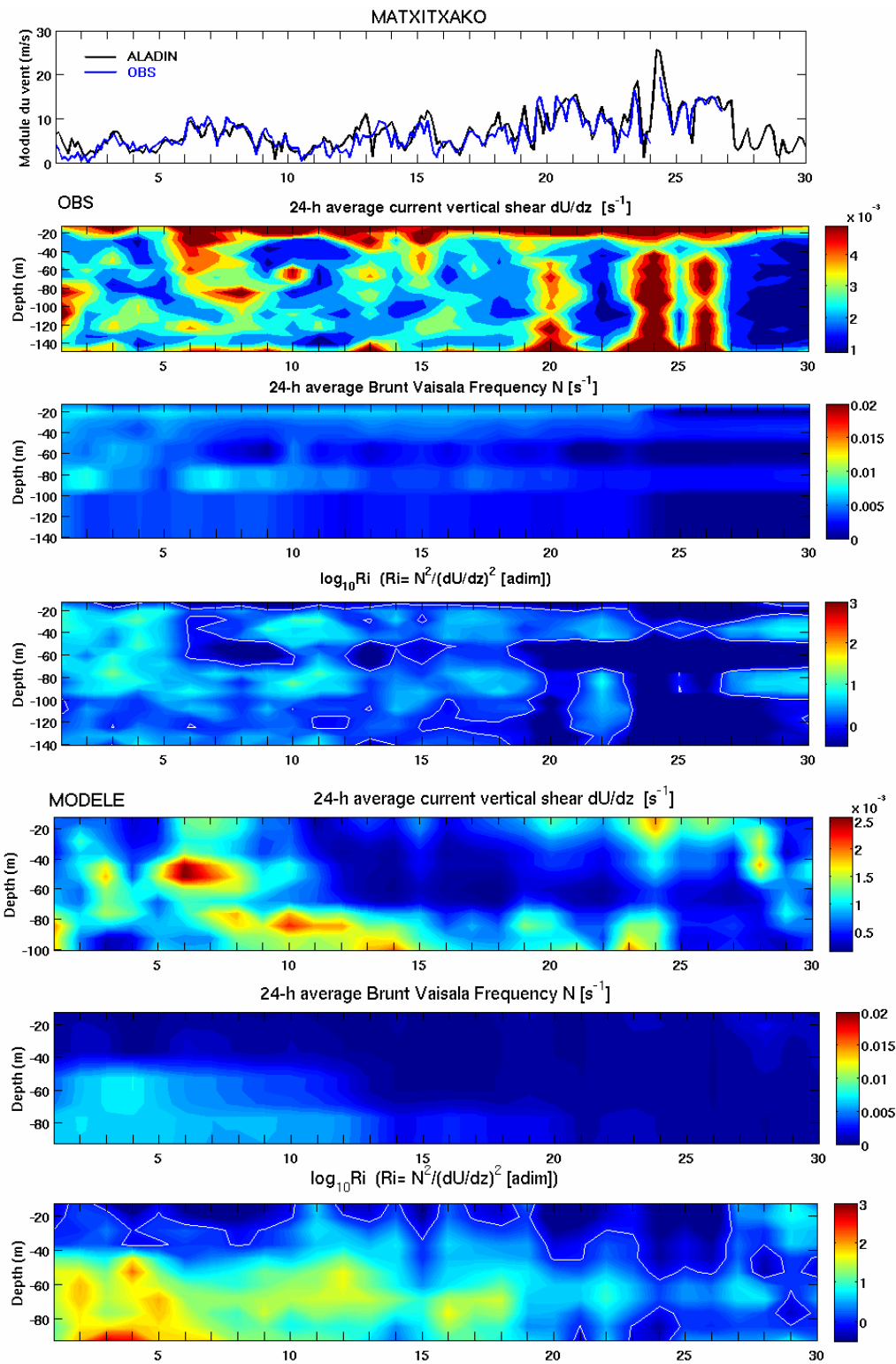


Fig. III.74 - Séries temporelles du module du vent (m/s) d'après le modèle ALADIN (courbe noire) et d'après les observations (courbe bleue), du profil vertical du cisaillement vertical du courant horizontal (s^{-1}), de la fréquence de Brunt Vaisala (s^{-1}) et du nombre de Richardson (adim) sur le mois de janvier 2009 à Matxitxako, d'après les observations et d'après le modèle au point le plus proche de Matxitxako. Ce dernier se trouve à une profondeur inférieure de celle indiquée par la bouée. La comparaison s'effectue donc uniquement dans les 80-100 premiers mètres.

Conclusion de la partie III

Les objectifs de cette troisième et dernière partie étaient :

- 1/ D'analyser la représentation de la réponse de l'océan au passage de la tempête Klaus dans notre modèle et d'estimer le réalisme de cette réponse en la confrontant aux observations in situ et satellite disponibles.
- 2/ D'évaluer la cohérence intrinsèque des variables qui caractérisent cette réponse et leur adéquation par rapport au forçage atmosphérique prescrit.

L'analyse des variables atmosphériques fournies par le modèle ALADIN a montré que la tempête Klaus a traversé le Golfe de Gascogne, en 6 heures du 24/01 00h au 24/01 06h. Les vents violents alliés au fort gradient de pression sont intensifiés au sud et à l'est du cyclone, soit dans la partie sud et sud-est du golfe. Ils ont généré une surcote sur la partie sud des côtes Atlantique et le long de la côte nord espagnole. Le signal de surcote a été très bref, associé au pic de vent d'ouest survenu le 24/01 vers 5h, et aussitôt suivie d'une decote d'une amplitude comparable. La comparaison aux marégraphes a montré que son intensité le long des côtes Atlantiques a été sous-estimée par le modèle. Plusieurs causes ont été avancées pour expliquer ce biais. Tout d'abord, la non prise en compte par le modèle de certains processus physiques qui sont susceptibles d'avoir participé à l'intensification du signal de surcote (tels que les vagues par exemple). Ensuite, le manque de finesse dans l'échantillonnage temporel du vent fourni par ALADIN qui ne permet pas de capter le maximum d'intensité des vents, survenu entre deux échéances. Un biais dans la représentation de la trajectoire de la tempête par ALADIN (prédit trop au sud) a également été signalé, générant des erreurs dans l'intensité et la direction des vents à la côte. Une autre raison évoquée est la résolution spatiale du modèle, qui nécessiterait d'être affinée pour représenter correctement la bathymétrie et le trait de côte, paramètres qui contribuent à l'ampleur de la surcote.

Concernant la circulation océanique modélisée pendant la tempête, les courants suivent une trajectoire cyclonique autour du centre de basse pression : globalement dirigés vers le sud dans la partie profonde du golfe, vers l'est le long de la côte espagnole et vers le nord sur le plateau aquitain. De façon similaire au forçage en vent, ils sont intensifiés au sud et à l'est de la dépression. L'intensification vers l'est le long de la côte nord espagnole s'est produite principalement sur le plateau et a concerné l'ensemble de la colonne d'eau avec un maximum en surface. La comparaison des courants zonaux mesurés aux bouées a indiqué qu'il existe un décalage temporel, non régulier, entre le maximum indiqué par le modèle et par les bouées. De plus, même si l'accord du modèle est relativement bon pour la composante zonale, il est beaucoup moins pour la composante méridienne, défaut que l'on a attribué à la représentation de la bathymétrie dans le modèle. D'autre part, nous avons mis en évidence des oscillations du courant à la fréquence proche de l'inertielle.

Par ailleurs, nous avons également mis en évidence l'importance des tourbillons dans la dynamique océanique. Ces derniers compliquent l'interprétation d'un signal ponctuel et local et rendent difficile

l'extraction du signal uniquement associé au passage de la tempête. Nous avons montré qu'ils conditionnaient aussi bien la distribution des courants que celle de la température et de la salinité. Il serait intéressant par la suite d'analyser plus en détail l'impact de la tempête sur la dynamique des tourbillons en termes de déplacement et d'intensification.

Concernant la réponse en salinité, on note deux phases : dans un premier temps, les fortes précipitations et la diminution simultanée des vents dans la soirée du 23/01 ont provoqué une diminution de la salinité de surface. Ceci a eu pour effet de restratifier localement la colonne d'eau. Les vents se sont ensuite rapidement renforcés et le mélange qu'ils ont induit a provoqué une augmentation de la salinité de surface.

Concernant la réponse en SST, la tempête Klaus n'a pas été à l'origine d'un refroidissement marqué de la surface de l'océan. Suite à l'analyse des sorties du modèle et de leur confrontation aux observations, nous avons proposé deux explications à ce constat plutôt inattendu :

- Tout d'abord, l'effet des coups de vent du 15 et du 19/20 janvier, qui ont homogénéisé la colonne d'eau avant l'arrivée de la tempête. La CMO étant déjà profonde lorsque Klaus arrive, l'effet du mélange sur la température et la salinité de surface est réduit.
- Ensuite, la présence d'une veine chaude de subsurface qui réchauffe la surface lorsque le mélange vertical se met en place. La présence de cette veine d'eau chaude dans le modèle a été confirmée par la comparaison avec les profils EN3 et AZTI. Des refroidissements apparaissent toutefois localement, notamment sur le plateau, où la distribution de la température est influencée par le refroidissement atmosphérique qui crée du mélange par convection et par l'advection d'eau froide en provenance des fleuves. La comparaison avec les observations a révélé des biais dans le modèle, qui tantôt surestimait la SST, tantôt la sous-estimait. Il est possible que ces biais soient associés aux biais observés dans la température de l'air fournie en forçage par le modèle ALADIN mais ces biais n'étaient pas nécessairement dans le même sens que les biais en SST ce qui suppose d'autres facteurs responsables. Finalement, la forte variabilité de la réponse en SST rend difficile la mise en évidence d'une asymétrie en réponse à l'asymétrie du forçage en vent lors du passage du cyclone, comme décrit dans la littérature. Cependant, le mélange induit par la tempête semble avoir été plus intense dans le coin sud-est du golfe, où les vents et les courants ont été intensifiés. La comparaison aux profils AZTI suggère une contribution significative du cisaillement vertical des courants horizontaux à l'augmentation du mélange. Il serait intéressant d'estimer la part de cette contribution due au cisaillement des courants inertiels, comme le suggèrent [Rubio et al. \(2011\)](#). Le cisaillement vertical est sous-estimé aux points des mouillages AZTI. Cependant, le mélange pourrait être surestimé du fait d'une mauvaise représentation de la stratification de surface due à l'apport d'eau froide et peu salée par les fleuves.

Pour terminer, estimer le réalisme du signal modélisé lors du passage de la tempête reste un exercice difficile compte tenu du nombre limité d'observations, que ce soit en temps (valeurs flag durant la tempête) ou en espace (caractère local de la donnée), et de la forte variation spatiale du signal. La figure III.75 résume les caractéristiques principales de la réponse de l'océan lors de la tempête Klaus sous

forme de schéma.

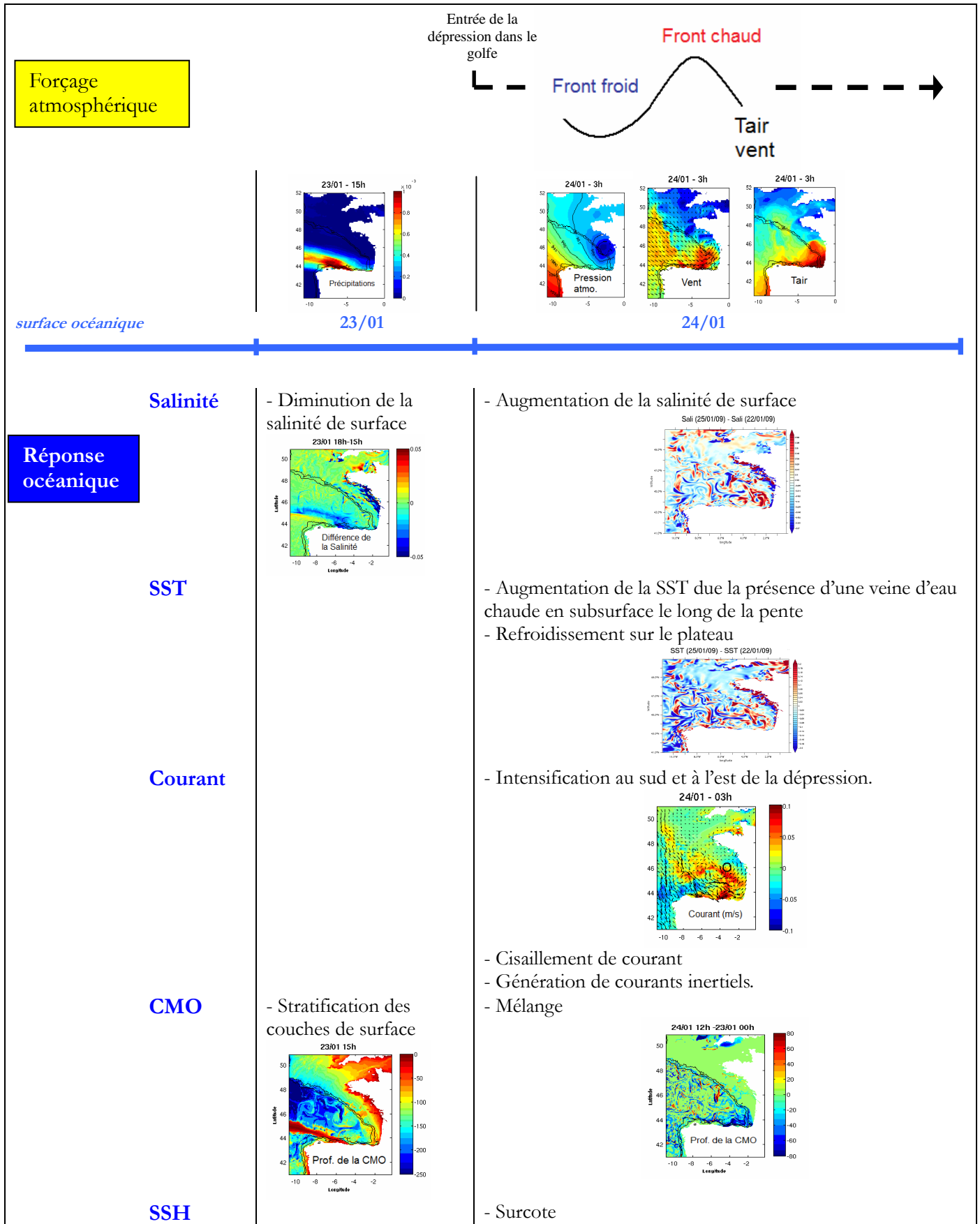


Fig. III.75 - Schéma récapitulatif de la réponse océanique suite au forçage atmosphérique exercé lors du passage de la tempête Klaus.

CONCLUSION

Dans cette thèse, je me suis penchée sur deux types de variabilité de la dynamique côtière du Golfe de Gascogne, en réponse à la variabilité atmosphérique. L'une concerne l'Iberian Poleward Current et ses variations sur de petites échelles, l'autre est associée au passage d'un événement extrême, la tempête Klaus. L'originalité de mon travail est de s'intéresser aux petites échelles, que ce soit dans l'espace ou dans le temps. En effet, plus on réduit l'échelle à observer plus on se confronte à des difficultés pour discriminer le « bruit » du signal d'intérêt.

La difficulté de l'observation est donc accrue en raison de la complexité des fines échelles spatiales et temporelles et on se trouve le plus souvent dans les limites d'observations ou de représentation permise par les outils. Toutefois, ces processus sont fondamentaux et ont un impact non négligeable sur la plus grande échelle. L'étude, la simulation et la prévision de la circulation océanique requiert donc la prise en compte d'une large gamme d'échelles. Les réponses à ces questions sont donc essentielles, notamment pour augmenter la fiabilité de nos simulations numériques et comprendre les interactions d'échelles. Les objectifs étaient donc ici d'une part d'améliorer nos connaissances quant aux processus océaniques associés à ces petites échelles, notamment à travers l'étude de la variabilité de l'Iberian Poleward Current durant l'hiver 2004, ainsi que la réponse océanique au passage de la tempête Klaus, et d'autre part d'évaluer la capacité des outils actuellement disponibles à représenter cette variabilité.

Capacité de l'altimétrie à détecter les variations fines échelles d'un courant côtier

L'arrivée de l'altimétrie parmi les techniques d'observation a permis d'obtenir une vue plus globale et continue dans le temps de l'océan. Malheureusement, on doit reconnaître que la qualité des données altimétriques à l'approche des côtes reste encore à évaluer et améliorer.

Ma première étude a donc eu pour objectif d'estimer la capacité d'un jeu de données altimétrique ayant subi des traitements adaptés au côtier (chaîne XTRACK) à représenter la dynamique océanique de surface de petite échelle du Golfe de Gascogne et en particulier la variabilité de l'Iberian Poleward Current durant l'hiver 2004. Les résultats ont montré que l'altimétrie était capable de détecter les variations haute fréquence de l'IPC, aussi bien temporelle (par la détection de pulses de courant sur quelques jours) que spatiale (détection des variations de la position de la veine de courant par rapport à la côte) et que la signature en SST de l'IPC soit marquée ou non. L'altimétrie est donc apparue comme un outil utile qui peut être exploité en supplément des données satellites de SST et des observations in situ pour le suivi de courant côtiers. Cependant, l'étude nous a également révélé les limites de l'altimétrie mises en évidence par des inconsistances entre certains signaux altimétriques que nous avons reliés aux incertitudes dans les corrections géophysiques appliquées à chaque satellite et à la variabilité spatio-temporelle des corrections elles-mêmes. Une autre limite est l'échantillonnage spatial et temporel

des données altimétriques. Dans notre cas, nous avons utilisé les données le long des traces échantillonnées à 1Hz (i.e. une donnée toutes les 6 km). Des données plus haute fréquence existent mais elles n'étaient pas encore disponibles pour mes travaux de thèse. Quoiqu'il en soit, l'étude a montré que cet échantillonnage à 1Hz convient à l'étude de l'Iberian Poleward Current qui a une largeur de 25 à 40 km. Néanmoins, l'utilisation d'un échantillonnage à plus haute fréquence associé à un filtrage adapté devrait permettre de distinguer plus précisément les variations spatiales de la signature en surface du courant et de façon plus générale des phénomènes physiques côtiers de petite échelle. Dans notre cas, la disposition des traces altimétriques par rapport à la côte (pratiquement perpendiculaires) est telle que le courant géostrophique déduit des mesures de SLA est dans la direction principale du courant de pente, mais on peut imaginer que ce ne soit pas toujours le cas, et dans d'autres configurations, le fait de ne pouvoir estimer qu'une seule composante du courant géostrophique peut être problématique.

Finalement l'étude a montré que l'altimétrie était un outil fiable pour l'observation de la variabilité d'un courant côtier tel que l'Iberian Poleward Current mais que des efforts supplémentaires sont encore nécessaires pour améliorer la précision de la mesure. Par ailleurs, les données altimétriques peuvent également s'avérer très utiles dans un contexte de validation des modèles numériques. Dans mon cas, je m'en suis servie pour tester le réalisme de la marée barotrope dans mon modèle, par comparaison aux analyses harmoniques calculées à partir des données le long des traces. Le même type d'approche pourrait être réalisé sur la marée interne et permettrait indirectement de renseigner sur la qualité de la représentation de la stratification dans le modèle.

Capacité du modèle à représenter les processus haute fréquence

Concernant notre simulation numérique, l'étude de l'Iberian Poleward Current nous a montré qu'elle était capable de représenter correctement la variabilité haute fréquence de l'Iberian Poleward Current (pulses sur quelques jours) avec une signature de surface en accord avec les données de bouées et des propriétés de subsurface cohérentes avec la bibliographie. Elle nous a ainsi aidé à mieux comprendre les signaux altimétriques et à attribuer au signal de surface observé des propriétés de subsurface.

La seconde étude nous a fourni une meilleure compréhension des processus océaniques générés par le passage d'une tempête dans le Golfe de Gascogne, à savoir : le phénomène de surcote associé à la tempête, son intensité, sa durée très brève corrélée à celle des vents, et son étendue spatiale, l'intensification du courant vers l'est le long de la côte, et la génération de courants inertiels. Nous avons également mis en évidence l'hétérogénéité de la réponse en température de surface ainsi que l'influence des tourbillons dans la caractérisation de cette réponse. Il a été également vu que les conditions initiales de mélange ont joué un rôle important dans l'intensité de la réponse et du refroidissement de surface généré lors de la tempête (impact du coup de vent du 19/20 janvier, antérieur à la tempête). La couche de mélange a subi deux effets : l'un est lié aux précipitations et à la diminution de la salinité associée et a eu pour résultat une stratification rapide de la colonne d'eau à l'origine d'une diminution de la couche de mélange. L'autre est associée aux vents violents qui ont suivi, à l'origine d'un mélange vertical qui

s'est traduit par l'approfondissement de la profondeur de la couche de mélange. De façon générale, la réponse du modèle à la tempête a été très rapide et quasi-instantanée. Néanmoins, il est possible que certains processus aient eu un effet à retardement mais la tempête Klaus a été suivie quelques jours après de deux autres coups de vent importants qui nous empêchent de décorréler les éventuels effets « post-Klaus » des effets associés à ces coups de vent.

Par ailleurs, la comparaison avec les observations a montré des différences plus ou moins importantes mais il est important de rappeler que nous avons examiné en détail la réponse sur quelques jours, heure par heure. En prenant un peu de recul, les biais du modèle par rapport aux observations restent finalement compris dans la barre d'incertitudes des observations. L'évaluation du réalisme du modèle à ces échelles de temps et d'espace fines nécessiterait donc également la réduction des incertitudes dans les observations.

Origine des biais observés dans la simulation

De ces deux études il en ressort que la capacité du modèle à représenter les processus hautes fréquence va essentiellement dépendre de:

- 1/ La qualité et les caractéristiques des forçages ainsi que leur manière d'être pris en compte dans le modèle.
- 2/ Les paramétrisations dans le modèle.

Parmi les forçages, on distingue la bathymétrie. En effet, à l'issue de comparaisons entre les hauteurs de mer à la côte fournies par notre modèle et celles issues des données altimétriques, nous avons pu constater l'influence de la bathymétrie sur la dynamique côtière. Nous avons montré notamment son impact sur la localisation de la veine de courant par rapport à la côte, ce qui suppose qu'une modélisation précise du courant de pente exige que la bathymétrie le soit aussi. Ce constat nous a amené à utiliser une bathymétrie plus précise pour la suite du travail (étude de la réponse de la tempête).

L'étude de la réponse de l'océan à la tempête Klaus nous a également montré que la qualité de la bathymétrie conditionne la représentation du phénomène de surcote. En effet, une bonne représentation de la bathymétrie permettrait d'être plus fidèle dans la représentation des effets de la houle, qui peut avoir un impact significatif sur l'intensité de la surcote, mais aussi des effets du vent, qui en fonction de la configuration du trait de côte va amplifier ou non l'accumulation d'eau à la côte.

Nous avons vu également que l'échantillonnage du forçage atmosphérique pouvait avoir un impact sur la qualité de la représentation de la surcote dans le modèle. Dans le cas de la tempête Klaus, le maximum d'intensité des vents est survenu entre deux échéances du modèle ALADIN. Par conséquent, la réponse océanique simulée nous est parfois apparue sous-estimée par comparaison aux observations. Notamment, en termes de variations de hauteur de mer suite au passage de la tempête, le manque de finesse dans le forçage atmosphérique a engendré une surcote d'une amplitude sous-estimée dans le modèle. L'échantillonnage spatial a également son importance puisque l'intensité de la surcote dépend également de la direction et de l'intensité des vents locaux. De plus, la qualité de la représentation de la

réponse de l'océan dans le modèle dépend de façon plus globale de la qualité de la prédiction du modèle atmosphérique qui force le modèle océanique. Dans le cas de la tempête Klaus, le modèle ALADIN n'a pas été totalement fidèle dans la représentation de la tempête. Il a notamment prédit une trajectoire légèrement plus au sud de ce qu'elle était en réalité. D'où des biais locaux dans la force et la direction des vents. Ces biais ont été responsables de biais dans la réponse de l'océan que ce soit dans l'estimation de la surcote (sous-estimée dans la partie nord de la côte aquitaine), de l'intensité du mélange et du refroidissement de surface. L'amélioration des modèles océaniques dans la réponse aux événements atmosphériques extrêmes passe donc également par l'amélioration des modèles de prévision météorologique utilisés pour forcer nos modèles.

Un autre forçage qui intervient concerne les fleuves. En effet, lors de l'analyse des données (notamment les profils verticaux de salinité et de température à Donostia), nous avons pu constater l'importance du signal de surface lié à la décharge des fleuves (eaux très froides et salées en surface) et son impact sur la stratification de la colonne d'eau et par conséquent sur le mélange. Il serait intéressant de pouvoir étendre l'analyse à d'autres points côtiers proches des fleuves afin d'évaluer la représentation des plumes et leur impact sur le mélange.

Un autre point que nous avons soulevé lors de la première étude est le problème des erreurs éventuelles liées aux frontières ouvertes (notamment ici les frontières sud). Pour limiter ces erreurs susceptibles d'avoir un impact non négligeable sur la représentation du courant de pente et sa propagation vers l'est le long de la côte nord espagnole, la solution « ad hoc » a été d'étendre les limites du domaine. De façon générale, il est assez difficile de résoudre les problèmes qui se posent aux frontières ouvertes d'un modèle côtier.

Les conditions initiales du modèle peuvent également être source d'erreur. En effet, lors de notre seconde étude, nous avons mis en évidence dans notre simulation numérique des anomalies de subsurface en salinité que nous avons attribuées en partie à des biais dans les conditions initiales fournies par PSY2V3 (surestimation de la désalinisation due au runoff à cause d'erreur sur le débit de la Gironde prescrit, [B. Levier et J. Chanut, com. Pers., 2011](#)).

Outre les aspects qui tiennent compte de l'impact des forçages, le réalisme du modèle dans la représentation des processus haute fréquence dépend également des paramétrisations propres au modèle. L'apport de certaines paramétrisations dans le réalisme du modèle est évident. C'est le cas par exemple de la prise en compte du mélange induit par les vagues. D'autres choix de paramètres sont moins évidents et les différents tests que nous avons effectués dans le but d'améliorer la configuration que nous avons utilisée pour la première étude (variation des paramètres du schéma d'advection et du schéma de turbulence notamment) ont révélé une forte sensibilité du modèle à ces paramètres sans pour autant pouvoir déterminer de façon précise la pertinence du choix d'un paramètre plutôt qu'un autre. On ressent donc le besoin d'études approfondies dont l'objectif serait de définir la pertinence du choix de la valeur d'un paramètre en fonction de la région et des processus d'intérêt.

Un autre aspect qui intervient dans le degré de réalisme du modèle est la qualité de la représentation de la marée dans le modèle. De façon générale, le modèle SYMPHONIE représente correctement la marée. Mais des améliorations sont encore à faire notamment dans la représentation des phénomènes de réflexions et de résonances des ondes de marée entre elles qui génèrent des ondes non-linéaires. Là encore, une bathymétrie plus précise associée à une résolution plus fine permettrait d'améliorer leur représentation dans le modèle.

Il ne faut pas oublier les limites techniques dues au temps de calcul ainsi qu'à la mémoire que nécessite le stockage des sorties du modèle (d'autant plus lorsque ce sont des champs horaires) qui peuvent être un obstacle pour la mise en place de configurations réalistes.

Difficultés liées à l'extraction du signal haute fréquence

Lorsque l'on s'intéresse aux petites échelles, on se place face à des difficultés nouvelles telles que celles liées à l'extraction du signal haute fréquence dû au vent, du signal « brut ». En ce qui concerne la mesure altimétrique, l'application d'un certain nombre de corrections sur la mesure « brute » permet de discriminer ce signal du bruit. Cependant, nous avons vu que des alias résiduels pouvaient persister du fait des incertitudes dans les corrections. Dans notre cas, ceci s'est traduit par des incohérences entre les signaux de traces consécutives et aux points de croisement de certaines traces.

Dans le modèle, le principal signal à soustraire afin d'accéder à la composante dynamique associée au vent est le signal de la marée. En zone côtière, celle-ci est particulièrement complexe et se décompose en de nombreuses harmoniques caractérisées par une large gamme de fréquence. Eliminer ces signaux suppose donc des méthodes de « detiding » efficaces, adaptées à la région d'étude et à la longueur de la série temporelle disponible. Dans le cadre de l'étude de la réponse à la tempête, après s'être intéressés au réalisme de la représentation du signal de marée dans notre modèle (cf. annexe), nous avons utilisé le « comodo-detidor » qui s'est révélé efficace dans le retrait des harmoniques de la marée.

Les Observations

Les remarques que l'on peut faire suite à cette thèse concernant les observations sont tout d'abord la nécessité d'augmenter le nombre d'observations disponibles. Pour l'étude de l'Iberian Poleward Current, même si les données de courant de surface fournies par les bouées étaient relativement suffisantes pour détecter les principaux pulses, il nous a manqué certaines informations comme notamment les courants de subsurface qui auraient enrichi la comparaison avec les courants géostrophiques estimés de la mesure altimétrie, ou encore une information sur l'extension spatiale du courant qui aurait permis de valider l'information fournie par les données altimétriques. De plus, il s'est ressenti également un manque de données de SST. En effet, bien que les satellites AVHRR fournissent des données pertinentes et d'une résolution convenable de SST, largement utilisées dans les études qui s'intéressent aux variations interannuelle de l'Iberian Poleward Current, l'étude de la variabilité plus haute fréquence du courant nécessite une couverture spatiale et une fréquence temporelle plus élevée. Or ces dernières sont très

souvent limitées par la couverture nuageuse. Ce besoin s'est également fait ressentir lors de l'étude de la réponse de l'océan à la tempête Klaus. Les échelles d'intérêt, que ce soit spatiales ou temporelles, sont encore plus fines et les données satellite de SST ne se sont pas avérées être un outil pertinent pour l'analyse de la réponse de l'océan à un tel événement, que ce soit du fait de la fréquence des images IR disponibles ou de l'absence de données due à la couverture nuageuse, particulièrement dense durant une tempête. Les données interpolées de type OSTIA, qui combinent des données satellites de SST et des observations in situ, ne nous sont pas apparues comme un palliatif à ce problème. En effet, les données satellite (que ce soit IR ou radio-ondes) n'ont pas été nombreuses durant la tempête et nous n'avons pas d'informations quant au nombre et à la répartition des observations in situ prises en compte pour l'élaboration du produit.

On peut également aborder la question des erreurs dans les observations, qui sont certainement amplifiées lors des événements type tempête. Pour bon nombre de bouées dont nous disposons, la mesure était stoppée suite au passage de la tempête limitant considérablement l'information. D'autres encore continuent d'enregistrer tout en ayant chaviré (cas de la bouée Santander).

D'autre part, l'hétérogénéité de la réponse de l'océan suite au passage d'une tempête nécessite une répartition accrue des données in situ ainsi qu'un plus grand nombre de profils verticaux permettant une analyse plus poussée des conditions de mélange. Enfin, je me suis également posé la question de la pertinence de certains marégraphes dans un contexte de validation du modèle, par exemple celui situé dans le bassin d'Arcachon. La bathymétrie et la configuration des côtes à ce niveau est très spécifique ce qui engendre une dynamique particulière propre au bassin (réflexions d'ondes de marée, phénomènes de résonance, générations de « seiches »...etc) qui ne sera pas représentatif de ce qui se passe un peu plus au large ou même quelques kilomètres plus loin, en dehors du bassin. L'utilisation de ce marégraphe pour la validation du modèle en termes de représentation de la marée ou de la surcote due à la tempête ne me semble donc pas tout à fait appropriée. Il faudrait, je pense, disposer de marégraphes plus largement répartis le long des côtes et dont la pertinence hauturière est plus évidente. De façon plus générale, se pose la question de la représentativité des processus dans des observations de nature et d'échantillonnages différents (e.g : entre l'altimétrie et le courant de surface aux bouées).

PERSPECTIVES

Les perspectives à ce travail sont nombreuses. Concernant l'altimétrie, la réduction des incertitudes liées aux corrections apparaît comme la nécessité la plus immédiate. Il serait également intéressant de disposer des incertitudes concernant ces corrections afin de se faire une idée plus précise de la nature du signal observé. Des méthodes actuellement mis en œuvre, notamment le travail de Renaud Dussurget (en thèse au LEGOS), ouvrent des perspectives sur l'utilisation des données altimétriques actuelles (au nadir) grâce à une méthode de cartographie sophistiquée et innovante, qui prend en compte les contraintes bathymétriques. Ce produit n'était pas disponible pour mon étude sur le courant de l'Iberian Poleward Current, ainsi que celui sur les tempêtes mais il constitue une perspective intéressante à prendre en compte dans le futur. A plus long terme, l'amélioration de la qualité de la mesure près des côtes et de sa capacité à observer les petites échelles, passe par le développement de nouvelles technologies par le lancement de missions qui fourniraient une couverture spatiale plus étendue (jusqu'à des échelles de l'ordre de quelques kilomètres) et plus régulière (passant au-dessus de mêmes points terrestres en quelques jours) telles que la mission SWOT (*Surface Water and Ocean Topography*).

Concernant la représentation de la réponse aux événements extrêmes dans le modèle les perspectives à court terme pourraient être l'ajout de la prise en compte de la houle qui améliorera sensiblement la qualité de la réponse du modèle à ce type d'évènements (amélioration de la représentation du phénomène de surcote, influence sur la représentation du mélange vertical, effet de la houle sur la tension de vent). Des efforts dans ce sens sont entrepris au POC, dans le cadre de la thèse d'Eloise Michaud.

Une augmentation de la résolution du modèle pourrait également être un choix permettant une représentation plus fine de certains processus côtiers dans le sens où elle permettra de disposer d'une bathymétrie plus précise. En effet, bon nombre de processus sont impactés par les structures de la bathymétrie (courant de pente, marée, surcote...). Une solution qui pourrait également être envisageable serait la mise en place d'un modèle d'emprise régional (tel que Symphonie dans notre configuration) qui forcerait un modèle très littoral. Ceci permettrait de simuler plus précisément les surcotes, les plumes, les marées dans les baies (voire également le transport sédimentaire...etc).

Par ailleurs, une augmentation de l'échantillonnage du forçage pourrait également être bénéfique. Dans la même idée, une estimation de la sensibilité du modèle au type de forçage atmosphérique pourrait permettre de mieux estimer les barres d'erreur du modèle dues aux incertitudes sur le forçage. Dans cette optique, nous avons mis en place une configuration identique à BAOBIS_G1 à l'exception du forçage atmosphérique, fourni par les champs ECMWF (et non plus ALADIN). Une perspective à court terme sera donc d'analyser la réponse océanique à la tempête Klaus dans cette nouvelle

simulation et de la comparer à celle simulée par BAOBIS_G1 afin d'estimer la sensibilité de notre modèle au type de forçage atmosphérique utilisé.

D'autre part, pour améliorer notre compréhension des processus océaniques qui interviennent dans la réponse de l'océan au passage d'une tempête et pour mieux comprendre la représentation de ces processus dans un modèle tel que Symphonie, il serait intéressant d'étudier l'effet sur l'océan de différentes tempêtes par une approche statistique. Cela permettrait notamment d'estimer l'impact des conditions « pré-tempête » sur la réponse ainsi que les différents facteurs qui gouvernent l'intensité du refroidissement et du mélange.

A plus long terme, la prise en compte de la rétroaction de l'océan sur l'atmosphère à travers le développement de modèle couplé océan-atmosphère serait sans nul doute une avancée dans la compréhension et la modélisation de la réponse océanique aux évènements atmosphériques de haute fréquence. De même, l'assimilation de données, que ce soit des données altimétriques, des observations in situ ou des données marégraphiques, permettra aux modèles côtiers de s'approcher au plus de la réalité. Toutefois, cela nécessite d'augmenter le nombre d'observations disponibles et de mener des études d'analyse des performances du réseau d'observations. Celles-ci auront pour but de définir des réseaux d'observations performants en discriminant divers réseaux basés sur des critères qualitatifs et en permettant de comprendre l'impact du réseau considéré sur la représentation de la dynamique du modèle pour de tels évènements par une analyse plus quantitative.

Liste des figures

1	<i>Champ d'éoliennes sur l'océan</i>	8
---	--	---

PARTIE I

I.1	<i>Le Golfe de Gascogne – d'après le satellite Aqua.....</i>	15
I.2	<i>Carte bathymétrique du Golfe de Gascogne.....</i>	19
I.3	<i>Carte du plateau continental du Golfe de Gascogne et de ses fleuves.....</i>	20
I.4	<i>Situation atmosphérique de la période hivernale et de la période estivale. Pression atmosphérique.....</i>	22
I.5	<i>Profils hydrologiques typiques du Golfe de Gascogne.....</i>	22
I.6	<i>Structure des courants de surface dans la région du Golfe de Gascogne.....</i>	24
I.7	<i>Circulation générale dans le Golfe de Gascogne.....</i>	25
I.8	<i>Schéma des courants de surface et de pente.....</i>	27
I.9	<i>Upwelling dans le Golfe de Gascogne.....</i>	30
I.10	<i>Exemple de spectre de puissance passe-haut et passe-bas des composantes de vitesses filtrées près du talus armoricain et sur la plaine abyssale.....</i>	31
I.11	<i>Propagation de la plume de la Gironde sous différentes condition de vent....</i>	33
I.12	<i>Principales structures hydrologiques du Golfe de Gascogne.....</i>	33
I.13	<i>Cartes climatologiques de la température et la salinité de surface moyenne du mois de janvier en surface et à 100 m d'après BOBYCLIM.....</i>	34
I.14	<i>Climatologie de la circulation de surface dans le Golfe de Gascogne en hiver</i>	35
I.15	<i>Grille C du modèle.....</i>	45
I.16	<i>Bathymétrie et limites du domaine de la configuration BAOBIS_G1.....</i>	48

PARTIE II

II.1	<i>Principe de l'altimétrie satellitaire.....</i>	58
II.2	<i>Formation de l'écho altimétrique pour une surface plane.....</i>	61
II.3	<i>Formation de l'écho altimétrique pour une surface agitée.....</i>	61
II.4	<i>Exemple de forme d'onde réelle sur l'océan de l'altimètre TOPEX.....</i>	62
II.5	<i>Puissance de la forme d'onde en fonction de la distance à la côte.....</i>	68
II.6	<i>Exemple d'une trace Jason-1 traversant la mer Méditerranée.....</i>	69
II.7	<i>Variations résiduelles de la SSH après correction de la troposphère humide par les radiomètres et le modèle ECMWF.....</i>	70
II.8	<i>Correction troposphérique sèche calculée avec le modèle ECMWF et le modèle NCEP le long de deux traces TOPEX.....</i>	71
II.9	<i>Ecart-type des variations du résiduel de la SSH moyenné sur 6 ans de données altimétriques appliquant les modèles de marée FES2004 et GOT4.7.</i>	72
II.10	<i>Nombre de cycles 'valides' pour le jeu de données AVISO.....</i>	76
II.11	<i>Idem pour nouveau jeu de données AVISO.....</i>	76
II.12	<i>Idem pour le jeu de données X-TRACK.....</i>	77
II.13	<i>RMS de la SLA pour le jeu de données X-TRACK.....</i>	77
II.14	<i>Comparaison des corrections du biais d'état de mer et de la troposphère humide à proximité de la côte entre les traces TOPEX/Poséidon et Jason-1 à proximité de la côte.....</i>	106
II.15	<i>Correction du biais d'état de mer et de la troposphère humide proche de la côte.....</i>	107

Figures du papier.

1	<i>Altimetric tracks of Jason-1 and TOPEX/Poseidon during the tandem mission in the Bay of Biscay.....</i>	87
2	<i>Maps of nighttime sea surface temperature from AVHRR (Pathfinder version 5 product) and MODIS/Terra on respectively Jan. 20 2004 and Oct. 22 2004 (a) and from CMS for Jan. 31 2004 and Feb. 1 2004 (b).....</i>	89
3	<i>Time series of surface temperature (°C) at Peñas, Bares, Villano and Silleiro from December 2003 to March 2004.....</i>	90

4	<i>Surface wind velocity and surface current (m/s) at the buoys Peñas, Bares, Villano and Silleiro, for the period of Dec. 2003–Mar. 2004 (a) and at Bares and Silleiro for the period Sept. 2004–Oct. 2004 (b).....</i>	91
5	<i>Time-latitude variations of the surface temperature (°C) and zonal component of the simulated surface current (m/s) at the closest longitude of the Bares buoy (7.62°W) from Jan. to Mar. 2004.....</i>	92
6	<i>Anomalies of surface velocities from the buoys and from the model at the closest point to the buoys from January to March 2004.....</i>	92
7	<i>Time-latitude variations of the model temperature (°C) and zonal component of the current (m/s) at 127 m depth at the closest longitude of the Bares buoy (7.62°W) from Jan. to Mar. 2004.....</i>	93
8	<i>Vertical distributions of temperature (colour field; °C) and zonal velocity (blue contour; m/s) from the model on two transects over the northern slope on Jan. 13 (a), Feb. 1 (b) and Oct. 27 (c) and on a third transect at the southern open-boundary (d).....</i>	94
9	<i>Time-longitude variations of the meridional component of the simulated current (m/s) at the southern open-boundary from Jan. to Mar. 2004.....</i>	96
10	<i>Time-latitude variations of the geostrophic current anomalies (m/s) along consecutive tracks located along the northern Iberian coast, for the period Sep.–Nov. 2004 (b).....</i>	97
11	<i>Geostrophic current anomalies (m/s) along the altimetric tracks at the northern Spanish coast, over the periods Jan. 12–18, Feb. 1–7, and Oct. 25–Nov. 1, in 2004 from the altimetric data (a) and from the model (b).....</i>	98
12	<i>Anomalies of the surface zonal velocity (m/s) from Jan. to Mar. 2004 at the buoy Bares, Peñas and Villano; geostrophic velocity anomalies from altimetry averaged over the three closest points of the tracks to the buoy.....</i>	100
13	<i>Time-latitude variations of SLA (m) along track TP172 from altimetric data (a), from the model with the same space-time sampling as the data b), from the model but with a time sampling every day (c) over the period Jan.–Mar. 2004.....</i>	100
14	<i>Anomalies of the surface zonal velocity (m/s) from Sep. to Nov. 2004 at the buoys Bares, Peñas and Villano, from the model and geostrophic current anomalies from altimetry at the three closest points of one or two tracks to each buoy.....</i>	101
15	<i>Time-latitude variations of zonal current anomaly (m/s), zonal geostrophic current anomaly, computed from simulated SLA fields, and zonal ageostrophic current anomaly.....</i>	102

16	<i>a) Zonal velocity anomaly (m/s) from the model at the same longitude than the Bares buoy but closer to the coast at surface and at 50 m; mean GCA over the 3 closest grid points to the buoy location from two synthetic-tracks: J96 and TP137; mean GCA over the 3 closest grid points to the buoy location from one virtual track perpendicular to the coast at the longitude of the buoy. b) Same as a) but for Peñas.....</i>	102
17	<i>a) Surface zonal velocity anomaly measured at the Bares buoy (blue line) from Jan. to Mar. 2004; mean GCA over the three closest points to the buoy along the track J96 as observed in altimetric data (red crosses), and as simulated by the model (black crosses). b) Same as a) but the GCA is averaged over the 3 closest points to the coast along the synthetic (model) track J96.....</i>	103

PARTIE III

III.1	<i>Les différents processus physiques induits par le cyclone sur l'océan.....</i>	117
III.2	<i>Localisation des bouées de Puertos del Estado, AZTI, AGL, Météo-France, ainsi que les trois points A, B, et C.....</i>	122
III.3	<i>Localisation des profils EN3 dans le Golfe de Gascogne disponibles en Janvier 2009.....</i>	124
III.4	<i>Coupes latitude-profondeur de la température et de la salinité à 7.2°W dans les 500 premiers mètres.....</i>	127
III.5	<i>Même figure que précédemment mais pour l'anomalie de densité potentielle.</i>	127
III.6	<i>Coupes en température et en salinité à 3.8°W au 1^{er} Déc. 2008 dans un run débuté en Juin 2007 avec la version S2010.10 du code.....</i>	129
III.7	<i>Coupes en température et en salinité à 3.8°W au 1^{er} Déc. 2008 du système PSY2V3.....</i>	130
III.8	<i>Coupe en salinité à 3.8°W pour le mois de Décembre, issue de la climatologie BOBYCLIM.....</i>	130
III.9	<i>Profils de température et de salinité issus de la base de données EN3 et du run long avec Symphonie débuté en Juin 2007 et réalisé avec la version S2010.10.....</i>	131
III.10	<i>Coupes en T et en S à 3.8°W et à 7°W le 20 Jan. 2009 pour les trois simulations tests : BAOBIS N1, BAOBIS N2 et BAOBIS N3.....</i>	133
III.11	<i>Coupes à 3.8°W du logarithme décimal de la diffusion verticale Kv pour le 20 janvier 2009 issues des simulations BAOBIS N1, N2 et N3.....</i>	134

III.12	<i>Profils en T et S des simulations BAOBIS N1, N2 et N3 comparés aux données EN3 pour les profils 14, 16 et 28 prélevés respectivement les 6, 8 et 14 janvier 2009.....</i>	135
III.13	<i>Profils en T et S des simulations BAOBIS N1, N2 et N3 comparés aux données EN3 pour les profils 4, 7, 10 et 14 prélevés respectivement les 3, 4, 5 et 6 janvier 2009.....</i>	137
III.14a	<i>Cartes pour le 20 janvier 2009 de l'élévation de la surface de la mer (m), de la température de surface (°C) pour les simulations BAOBIS N1, N2 et N3...</i>	138
III.14 b	<i>Cartes pour le 20 janvier 2009 de la salinité de surface pour les simulations BAOBIS N1, N2 et N3.....</i>	139
III.15	<i>Illustration de la tempête Klaus. Met-9, 24 Janvier 2009, 00:00 UTC.....</i>	141
III.16	<i>Exemple de dommages associés à Klaus.....</i>	142
III.17	<i>Comparaison des trajectoires des tempêtes Lothar, Martin, Klaus et Xynthia.</i>	142
III.18	<i>Séquence de cartes de pression réduite au niveau de la mer focalisées sur la tempête du 24 janvier 2009.....</i>	144
III.19	<i>Résumé de la trajectoire de Klaus en surface.....</i>	145
III.20	<i>Carte des champs de pression atmosphérique (hPa) sur le Golfe de Gascogne d'après le modèle ALADIN du 23/01/09 à 12h au 24/01/09 à 21h.....</i>	147
III.21	<i>Carte des champs de vent (m/s) sur le Golfe de Gascogne d'après le modèle ALADIN du 23/01/09 à 12h au 24/01/09 à 21h.....</i>	148
III.22	<i>Carte du rotationnel du vent le 24/01 00h, 3h, et 6h.....</i>	148
III.23	<i>Amplitude du vent (m/s) et pression atmosphérique (hPa) horaires d'après le modèle ALADIN et d'après les données de bouées horaires moyennées sur 3h, situées à Villano, Bares, Peñas, Bilbao, Matxitxako, et Santander pour le mois de janvier 2009.....</i>	149
III.24	<i>Idem à Donostia, Gascogne, Brittany, ainsi qu'aux points A, B et C.....</i>	150
III.25	<i>Zoom de la figure III.31 du 22/01 00h au 27/01 00h.....</i>	151
III.26	<i>Cartes de la température potentielle de l'air à 2 m sur le Golfe de Gascogne d'après le modèle ALADIN, du 23 janvier 2009, à 12h, au 24 janvier 2009 à 21h.....</i>	153
III.27	<i>Séries temporelles horaires de la température de l'air mesurée aux bouées durant le mois de janvier 2009.....</i>	155

III.28	<i>Idem mais zoomé sur la période de tempête, du 22/01 à 00h au 26/01 21h....</i>	156
III.29	<i>Images satellites infrarouge (METEOSAT) pour le 23 janvier 2009 12h UTC, le 24 janvier à 00h UTC et le 24 janvier à 12h UTC.....</i>	157
III.30	<i>Carte des précipitations d'après le modèle ALADIN, du 23 janvier 2009 à 12h au 25 janvier 2009 à 21h.....</i>	158
III.31	<i>Série temporelle des taux de précipitations fournies par le modèle ALADIN toute les 3h, aux points du modèle les plus proches des bouées et pour les 3 points A, B, C, du 10 au 31 janvier 2009.....</i>	159
III.32	<i>Cartes journalières du flux de chaleur net (W/m^2) à la surface de l'océan du 22 au 25 janvier 2009.....</i>	160
III.33	<i>Séries temporelles horaires du flux de chaleur net (W/m^2) à la surface de l'océan aux points du modèle les plus proches des bouées Villano, Peñas, Bares, Bilbao, Matxitxako et Donostia, et aux points A, B, C du 15 au 31 janvier 2009.....</i>	161
III.34	<i>Schéma récapitulatif des principaux mécanismes à l'origine de la surcote marine.....</i>	164
III.35	<i>Série temporelle sur le mois de janvier 2009 du signal observé au marégraphe situé à Arcachon Eyrac ; signal de marée astronomique extrait du signal observé ; du signal du baromètre inverse ; et du signal de surcote..</i>	165
III.36	<i>Cartes de hauteurs de mer (en m) horaires d'après BAOBIS_G1, du 24 janvier 2009 00h au 24 janvier 2009 11h. Le signal de marée et de baromètre inverse ont été soustraits au signal « total ».....</i>	167
III.37	<i>Anomalie de hauteur de mer (m) par rapport à la moyenne sur le mois de janvier 2009 aux marégraphes situés à Saint Nazaire, Sables d'Olonne, La Rochelle, et Arcachon Eyrac, du 1^{er} au 31 janvier 2009 et zoomé sur la période comprise entre le 22 janvier 00h00 UT au 26 janvier 23h00 UT....</i>	169
III.38	<i>Localisation de la bouée et Hauteur de vague (en m) mesurée à la bouée Gascogne.....</i>	170
III.39	<i>Amplitude et direction du vent (m/s) toutes les 3 heures d'après le modèle ALADIN, aux points les plus proches des marégraphes situés à La Rochelle, Arcachon Eyrac, Saint Nazaire et aux Sables d'Olonne, du 22 janvier 00h au 26 janvier 21h.....</i>	171
III.40	<i>Direction du courant de surface et différence horaire de la composante zonale du courant de surface corrigé du signal de marée (m/s) (e.g : le 24/01 à 00hTU le champs coloré montre la différence du courant zonal de surface entre le 24/01 00hTU et le 23/01 23hTU, les flèches la direction du courant de surface le 24/ 01 00h) ; et, du 23/01 20h au 24/01 7h.....</i>	174

III.41	<i>Schéma indiquant la circulation océanique autour du cyclone, intensifiée à la droite du cyclone, soit le long de la côte nord espagnole.....</i>	175
III.42	<i>Courant zonal de surface toutes les heures à Villano, Peñas, Bares, Bilbao, Matxitxako, Donostia d'après les mesures aux bouées et d'après le modèle (en noir), ainsi qu'aux points A, B, et C; sur le mois de janvier 2009 et zoomé sur la période de la tempête, du 22/01 00h00TU au 26/01 23h00TU.....</i>	176
III.43	<i>Idem pour Donostia ainsi qu'aux points A, B, et C.....</i>	177
III.44	<i>Composante méridienne du courant de surface (m/s) toutes les heures à Villano, Peñas, Bares, Bilbao, Santander, Matxitxako, Donostia d'après les mesures aux bouées lorsqu'elles sont disponibles et d'après le modèle, ainsi qu'aux points A, B, et C; sur le mois de janvier 2009 et zoomé sur la période de la tempête, du 22/01 00h00TU au 26/01 23h00TU.....</i>	178
III.45	<i>Idem à Donostia ainsi qu'aux points A, B, et C.....</i>	179
III.46	<i>Profils verticaux de la composante zonale et méridienne du courant (m/s) à Donostia et Matxitxako.....</i>	182
III.47	<i>Signature d'oscillations inertielle sur les séries temporelles de la composante zonale du courant de surface (m/s) et de la température (°C) en surface et à 100 m au point C.....</i>	183
III.48	<i>Carte journalière de la SST (°C) d'après le modèle SYMPHONIE le 22, 24, et 26 janvier 2009.....</i>	184
III.49	<i>Cartes de SST (°C) à partir des observations IR MODIS (missions Terra et Aqua) et à partir des sorties journalières de la simulation BAOBIS_G1 pour le 11/01/09 et le 17/01/09, dans la partie sud du Golfe de Gascogne, de 8°W à 1°W et de 43°N à 47°N.....</i>	185
III.50	<i>Série temporelle de la SST (°C) sur le plateau (fonds < 200 m, courbe bleue) et en zone plus profonde (fonds > 200 m, courbe rouge), moyennée sur la région.....</i>	186
III.51	<i>Carte des différences de la température (°C) toutes les 3 heures du 23/01 03h au 25/01 00h.....</i>	187
III.52	<i>Carte des différences journalières de la SST (°C) d'après la simulation numérique (BAOBIS_G1) du 22 au 29 janvier 2009, dans la partie sud du Golfe.....</i>	188
III.53	<i>Carte des différences journalières de la SST (°C) d'après l'analyse OSTIA du 22 au 29 janvier 2009, dans la partie sud du Golfe.....</i>	189

III.54	<i>Série temporelle de la SST (°C) d'après les bouées Bares, Peñas, Bilbao, Santander, Matxitxako, Donostia (situées le long de la côte nord espagnole, Gascogne et Brittany, et d'après le modèle au point proche de chaque bouée (courbe noire).....</i>	190
III.55	<i>Séries temporelles horaires sur la période du 22/01 00h au 27/01 00h de la SST (haut) et de la température de l'air (bas) à Santander (en °C) observées et simulées.....</i>	191
III.56	<i>Carte de l'évaporation (m/s) pour le 23/01/09 à 21h.....</i>	192
III.57	<i>Cartes des différences de la salinité toutes les 3h du 23/01 3h au 25/01 00h..</i>	193
III.58	<i>Carte de la différence de la salinité avant (22/01) et après la tempête (25/01)</i>	194
III.59	<i>Distribution verticale de la température (°C) donnée toutes les heures (à 10, 20, 30, 50, 75, 100, 200 mètres) à Donostia ; d'après la bouée et d'après le modèle; sur le mois de janvier 2009 et zoomée sur la période de tempête du 22/01 à 00h au 27/01 à 00h.....</i>	195
III.60	<i>Série temporelle horaire de la température à Donostia à 10 m, 20 m, 30 m, 50 m, 75 m, 100 m, 200 m, d'après la bouée et d'après le modèle, au point proche de la bouée.....</i>	196
III.61	<i>Distribution verticale de la salinité donnée toutes les heures (à 10, 20, 30, 50, 75, 100, 200 mètres) à Donostia ; d'après la bouée, et d'après le modèle; sur le mois de janvier 2009 et zoomée sur la période de tempête du 22/01 à 00h au 27/01 à 00h.....</i>	197
III.62	<i>Distribution verticale de la température (°C) donnée toutes les heures (à 10, 20, 30, 50, 75, 100, 200 mètres) à Matxitxako ; d'après la bouée, et d'après le modèle; sur le mois de janvier 2009 et zoomée sur la période de tempête du 22/01 à 00h au 27/01 à 00h.....</i>	198
III.63	<i>Corrélation par niveau vertical entre profil observé et profil simulé pour la température et la salinité à Donostia et Matxitxako, sur le mois de janvier 2009.....</i>	200
III.64	<i>Distribution verticale de la salinité donnée toutes les heures (à 10, 20, 30, 50, 75, 100, 200 mètres) à Matxitxako ; d'après la bouée, et d'après le modèle; sur le mois de janvier 2009 et zoomée sur la période de tempête du 22/01 à 00h au 27/01 à 00h.....</i>	200
III.65	<i>Profils en température (°C) d'après le modèle aux points situés à 44.46°N, 2°W et 46.7°N, 2.16°W, avant (le 22/01 à 00h) et juste après (le 24/01 7h) le passage de la tempête Klaus.....</i>	202

III.66	<i>Profils en T (gauche) et S (droite) de la simulation BAOBIS G1 (bleu foncé), comparés aux données EN3 (rouge) pour les profils 41 (43.67°N, 2.79°W), 44 (43.65°N, 2.283°W) 48 (43.64°N, 2.12°W) et 50 (43.82°N, 2.04°W) prélevés respectivement les 21,23, 24 et 25 janvier.....</i>	203
III.67	<i>Profondeur de la couche de mélange aux point proches des bouées Villano, Bares, Peñas, Bilbao, Santander, Matxitxako, Donostia, Gascogne, Brittany, ainsi qu'au points modèle A, B et C ; sur le mois de janvier 2009.....</i>	206
III.68	<i>Cartes de la profondeur de la couche de mélange toutes les trois heures du 23/01 00h au 24/01 21h.....</i>	207
III.69	<i>Carte de la différence de la profondeur de la couche de mélange avant (le 23/01 à 00h) et après (le 24/01 à 12h) le passage de la tempête.....</i>	208
III.70	<i>Profil vertical du coefficient de diffusion verticale au point proche de Bares, de 0 à 400 mètres, sur le mois de janvier 2009 puis zoomé sur la période de la tempête Klaus, du 22/01 00h au 27/01 00h.....</i>	209
III.71	<i>Idem pour Matxitxako.....</i>	209
III.72	<i>Idem à Donostia.....</i>	210
III.73	<i>Séries temporelles du module du vent d'après le modèle ALADIN, du profil vertical du cisaillement vertical du courant horizontal (s^{-1}), de la fréquence de Brunt Vailsala (s^{-1}) et du nombre de Richardson sur le mois de janvier 2009 à Donostia, d'après les observations et d'après le modèle au point le plus proche de Donostia.....</i>	212
III.74	<i>Idem pour Donostia.....</i>	213
III.75	<i>Schéma récapitulatif de la réponse océanique suite au forçage atmosphérique exercé lors du passage de la tempête Klaus.....</i>	216

Liste des tableaux

Tab. 1	<i>Les eaux modales dans l'Atlantique Nord Est.....</i>	25
Tab. 2	<i>Descriptifs des caractéristiques principales des trois configurations du modèle SYMPHONIE utilisées.....</i>	49
Tab. 3	<i>Caractéristiques des missions T/P et Jason-1.....</i>	79
Tab. 4	<i>Bref descriptif des outils utilisés.....</i>	81
Tab. 5	<i>Récapitulatif des bouées disponibles, leur situation géographique et le type de données utilisées.....</i>	122
Tab. 6	<i>Gamme des profondeurs sur lesquelles sont moyennés les écarts modèles-données.....</i>	123
Tab. 7	<i>Marégraphes côtiers.....</i>	125
Tab. 8	<i>Récapitulation des simulations effectuées (tests N1, N2 et N3) et de la simulation BAOBIS_G1 utilisée pour l'étude sur la tempête.....</i>	140
Tab. 9	<i>RMS des différences marégraphe-modèle sur le mois de janvier 2009 pour les 4 stations situées à Saint Nazaire, Sables d'Olonne, La Rochelle et Arcachon-Eyrac.....</i>	173
Tab. 10	<i>Jour et heure du maximum de courant zonal de surface corrigé de la marée mesuré par la bouée et estimé par le modèle ; Valeurs de ce maximum et décalage temporel entre modèle et bouée, pour les bouées situées à Villano, Bares, Peñas, Bilbao, Matxitxako et Donostia.....</i>	181
Tab. 11	<i>RMS (cm) et corrélation entre les séries temporelles horaires sur le mois de janvier 2009 de la composante zonale et méridienne du courant de surface corrigé de la marée d'après les bouées Villano, Peñas, Bares, Bilbao, Matxitxako et Donostia, et d'après le modèle, aux points proches des bouées.....</i>	181

Article

Tab. 1	<i>List of geophysical corrections applied to the T/P and J1 datasets...</i>	88
--------	--	----

Bibliographie

Alvarez-Fanjul, E., Alfonso, M., Ruiz, M.I., López, J.D., Rodríguez, I., 2003. Real time monitoring of Spanish coastal waters: the deep water network 2002. In: Dahlin, H. et al. (Eds.), Building the European Capacity in Operational Oceanography: proceedings of the 3rd International Conference on EuroGOOS 3–6. Elsevier Oceanography Series, Athens Greece **69**, pp. 98–402

Andersen, O.B., 1999. Shallow water tides in the Northwest European Shelf region from TOPEX/POSEIDON altimetry, *J. Geophys. Res.*, 104, **64**, 7729.

Andersen, O.B., Egbert, G.D., Erofeeva, S.Y., Ray, R.D., 2006. Mapping nonlinear shallow-water tides: a look at the past and future (Honorary symposium for C. Le Provos); *Ocean. Dyn.*, **56**: 416-429.

Andersen, O. B., and R. Scharroo, 2011. Range and geophysical corrections in coastal regions and implications for mean sea surface determination, Chapter 5 in *S. Vignudelli, A.G Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste (eds.), Coastal Altimetry*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Anzenhofer, M., Shum, C. K., Rentsh, M., 1999. Coastal altimetry and applications, Tech. Rep.n. 464, *Geodetic Science and Surveying*, The Ohio State University Columbus, USA.

Arakawa A. and Suarez M.J., 1983. Vertical differencing of the primitive equations in sigma coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 34-45.

AVISO, 1996. Aviso user handbook for merged TOPEX/POSEIDON, Products. AVI-NT-02-101-CN, Edition 3.0.

AVISO, 2010. Ssalto/Duacs user Handbook: (M)SLA and (M)ADT nearreal time and delayed time products, SALP-MU-P-EA-21065- CLS, Edition 2.2.

Bertin, X., Bruneau, N., Breilh, J.-F., Fortunato, A.B., and M. Karpytchev, 2012. Importance of wave age and resonance in storm surges: the Xynthia case, *Ocean Modelling*, 42, 16-30, doi:10.1016/j.ocemod.2011.11.001.

Birol, F., Cancet, M., Estournel, C., 2010. Aspects of the seasonal variability of the Northern Current (NW Mediterranean Sea) observed by altimetry. *J. Mar. Sys.*, **81** (4); 297-311.

Black, W. J., and T. D. Dickey, 2008. Observations and analyses of upper ocean responses to tropical storms and hurricanes in the vicinity of Bermuda, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2007JC004358.

Blumberg A.F., Mellor G.L., 1987. A description of a three dimensional coastal circulation model. In: *Three dimensional coastal ocean models (Heaps N.S. ed.)*, Coastal and Estuarine Sciences 4. American Geophysical Union, Washington D.C., 1-16.

Bouffard, J., 2007, Amélioration de l'altimétrie côtière appliquée à l'étude de la circulation dans la partie nord du bassin occidental méditerranéen. PhD thesis, Toulouse University, Toulouse, France.

Bouffard, J., Vignudelli, S., Cipollini, P., Ménard, Y., 2008, Exploiting the potential of an improved multimission altimetric data set over the coastal ocean. *Geophys. Res. Lett.* 35:L10601.

Bouffard, J., Roblou, L., Birol, F., Pascual, A., Fenoglio-Marc, L., Cancet, M., Morrow, R., and Y. Ménard, 2011. Introduction and assessment of improved coastal altimetry strategies: case study over the North Western Mediterranean Sea. Chapter 12 in S. Vignudelli, A.G Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste (eds.), *Coastal Altimetry*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Bougeault P., Lacarrère P., 1989. Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1872-1890.

Bouligand R, Pirazzoli P.A, 1999, « Les surcotes et décotes marines à Brest, étude statistiques et évolution ». *Oceanologica Acta*, **22** : 153-166

Cancet M., Birol, F., Bouffard, J., Roblou, L., Lyard, F., Morrow, R., 2008, Toward coastal altimetry applications. OSTST meeting, 10-12 November, Nice.
http://www.avisioceanobs.com/fileadmin/documents/OSTST/2008/birol_ctoh.pdf.

Carrère, L., and F. Lyard, 2003, Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing - comparisons with observations, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(6), 1275, doi:10.1029/2002GL01643.

Chalon, J.P., Honoré, C., Joly, A., Schneider M., 2010. La tempête du 24 janvier 2009, Ed. Météo France.

Charria, G., Lazure, P., Le Cann, B., Serpette, A., Reverdsin, G., Louazel, S., Batifoulier, F., Dumas, F., Pichon, A., Morel, Y., 2011. Surface layer circulation derived from Lagrangian drifters in the Bay of Biscay, *Journal of Marine Systems*, doi:10.1016/j.jmarsys.2011.09.015.

Chelton, D. B., and M. G. Schlax, 1994. The resolution capability of an irregularly sampled dataset: With application to Geosat altimeter data, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11**, 534-550.

Chelton, D.B., J.C. Ries, B.J. Haines, L.L. Fu and P. Callahan, 2001. Satellite Altimetry, *International Geophysics*, Vol. **69**, pp 1-31, doi:10.1016/S0074-6142(01)80146-7

Cipollini, P., and 19 co-authors, 2009. The role of Altimetry in Coastal Observing Systems, *OceanObs09 Community White Paper*.

Coelho, H. S., R. J. J. Neves, M. White, P. C. Leitão, and A. J. Santos, 2002. A model for ocean circulation on the Iberian coast. *J. Mar. Syst.*, **32**(1):153-179.

Craig P.D., Banner M.L., 1994. Modeling wave-enhanced turbulence in the ocean surface layer. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 2546-2559.

Crawford, G., and Large, W., 1996. A numerical investigation of resonant inertial responses of the ocean to wind events. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 873-891.

Crosnier L, C. Le Provost and the MERSEA team, 2006. Internal metrics definition for operational forecast systems inter-comparison: Examples in the North Atlantic and Mediterranean Sea, in *Ocean Weather Forecasting: An integrated view of oceanography*. Edited by E. Chassignet and J. Verron, pp455-465, /Springer.

D'Asaro, E. A., 2003. The ocean boundary below Hurricane Dennis. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 561-579.

D'Asaro, E. A., et al., 2007. High-frequency internal waves on the Oregon continental shelf, *J. Phys. Oceanogr.*, **37**, 1956–1967, doi:10.1175/JPO3096.1.

D'Asaro, E. A., Sanford, T.B., Niiler, P.P, and E. J. Terrill, 2007. Cold wake of hurricane Frances, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, doi: 10.1029/2007GL030160.

De Jong, M.P.C., Holthuijsen, L.H., Battjes, J.A., 2003. *Generation of seiches by cold fronts over the southern North Sea. Journal of Geophysical Research*, vol. **108**, 3117, 10 p.

De Mey, P., and F. Birol, 2011. Post-processing altimeter data towards coastal applications and integration into coastal models. Chapter 9 in S. Vignudelli, A.G Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste (eds.), *Coastal Altimetry*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Chapter 9 in S. Vignudelli, A.G Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste (eds.), *Coastal Altimetry*, Springer Berlin Heidelberg.

Durand, F., Shankar, D., Birol, F., Shenoi, S.S.C, 2008, Estimating boundary currents from satellite altimetry: A case study for the east coast of India. *Journal of Oceanogr*, Vol. **64**, No. 6, pp.831-845, 2008.

Durand F., Shankar, D., Birol, F., Shenoi, S.S.C., 2009, Spatio-temporal structure of the East India Coastal Current from satellite altimetry. *J. Geophys Res.*, **114**, C02013, doi:10.1029/2008JC004807.

Durrieu de Madron, X., Castaing, P., Nyffeler, F., Courp, T., 1999. Slope transport of suspended particulate matter on the Aquitanian margin of the bay of Biscay. *Deep Sea Res.*, **46** (10), 2003-2027.

Emanuel, K. A., 2001. The contribution of tropical cyclones to the oceans meridional heat transport. *J. Geophys. Res.*, **106**, 14771-14781.

Estournel C., Broche P., Marsaleix P., Devenon J.L., Auclair F. and Vehil R, 2001 The Rhone river plume in unsteady conditions : numerical and experimental results. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. **53**, 25-38. doi:10.1006/ecss.2000.0685

Eymard L., Obligis E., 2006, The altimetric wet troposphere correction: progress since the ERS-1 mission. *Symposium 15 years of progress in satellite altimetry*, Venice Italy, ESA SP.

Fandry, C. B., Hubbert, G.D., and P. C. McIntosh, 1985. A comparison between predictions of a numerical model and observations of tides in Bass Strait, *Aust. J. Mar. Freshwater Res.*, **36**, 737-752.

Fenoglio-Marc L., Kusche, J., Becker, M., and I. Fukumori, 2007, Comments on “On the steric and mass-induced contributions to the annual sea level variations in the Mediterranean Sea” by D. Garcia et al., *J. of Geoph. Res.*, Vol. 112, C12018, doi:10.1029/2007JC004196.

Fenoglio-Marc L., Kusche, J., Becker, M., 2007. Estimation of mass variation and mean dynamic topography in the Mediterranean Sea from altimetry and GRACE/GOCE geoids, in *3rd GOCE Users Symposium Proceedings*, SP-627, ESA Publications Division.

Fenoglio-Marc, L., 2008, Retracking in the North-Western Mediterranean Sea, *Oral presentation during the 2nd coastal altimetry workshop, Pisa, Italy, Nov 2008*. Available from <http://www.coastalt.eu/pisaworkshop08/pres/>.

Fernandez, M.J, Bastos, L., Antunes, M., 2003, Coastal satellite altimetry – methods for data recovery and validation. In; Tziavo IN (ed.) *Proceedings of the 3rd meeting of the International Gravity & Geoid Commission (GG2002)*, Editions ZITI, pp 302-307.

Ferrer, L., Fontan, A., Mader, J., Chust, G., Gonzalez, M., Valencia, V., Uriarte, Ad., Collins, M.B., 2009. Low-salinity plumes in the oceanic region of the Basque Country. *Cont. Shelf Res.*, **29**, 970-984.

Fiúza AFG. 1982. The Portuguese coastal upwelling system. In: *Actual Problems of Oceanography in Portugal*. Lisbon: Junta Nacional de Investigação Científica e Tecnológica. p 45–71.

Froidefond, J.-M., A.-M., Jégou, Hermida, J., Lazure, P., Castaing, P., 1998. Variabilité du panache turbide de la Gironde par télédétection. Effets des facteurs climatiques. *Oceanol. Acta*, **21** (2). 191-207.

Frouin, R., Fuiza, A.F., Ambar, I., Boyd, T.J., 1990. Observations of a Poleward Surface Current off the coasts of Portugal and Spain during the winter, *J. Geophys. Res.*, **95**, 679-691.

Fu L.L., Cazenave A., 2001: Satellite Altimetry and Earth Sciences, A Handbook of Techniques and Applications, *International Geophysics Series*, vol. **69**, Academic Press, San Diego.

García-Soto, C., Pingre E, R., Valdés, L., 2002. Navidad development in the southern Bay of Biscay: Climate change and swoddy structure from remote sensing and in-situ measurements, *J. Geophys. Res.* **107** (C8), p. 28-1, 28-29.

García-Soto C, 2004. 'Prestige' oil spill and Navidad flow, *J. Mar. Biol. Assoc UK* 84:297–300.

Gaspar, P., Grégoris, Y., Lefevre, J.-M., 1990. A Simple Eddy Kinetic Energy Model for Simulations of the Oceanic Vertical Mixing: Tests at Station Papa and Long-Term Upper Ocean Study Site, *J. Geophys. Res.* 95 (C9), **16**,179–16,193, doi:10.1029/JC095iC09p16179

Gaspar P., Ogor, F., P.Y. Le Traon and O.Z. Zanife, 1994, Joint estimation of the TOPEX and POSEIDON sea-state biases, *J. Geophys. Res.*, **99**, pp 24981-24994.

Ginis, I., 1995. Ocean response to tropical cyclone, Chapter 5 in *Global Perspectives on Tropical Cyclones.*, R.L. Elsberry, Ed., World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 198-260

Gonella, J., 1971. A local study of inertial oscillations in the upper layers of the oceans, *Deep Sea Res.*, **18**,775-788.

Gonzalez, M., Ferrer, L., Fontán, L., Rubio, A., Mader, J., Del Campo, A., Liria, P., Hernandez, C., Cuesta, L., Berregui, J., Uriarte, A., and M. Collins, 2009. Explosive Cyclogenesis of extra-tropical cyclone Klaus and its impact on the water column stability in the Bay of Biscay, *GLOBEC International Newsletter*, Vol. 15, N.2, p.59.

González-Pola, C., Lavin, A., Vargas-Yanez, M., 2005. Intense warming and salinity modification of intermediate water masses in the southeastern corner of the Bay of Biscay for the period 1992-2003. *J. Geophys. Res.*, **110**, C05020, doi:10.1029/2004JC002367.

Haynes, R., Barton, E.D., 1990. A poleward flow along the Atlantic coast of the Iberian Peninsula, *J. of Geophys. Res.*, **95**, 11425-11441.

Haynes, R., Barton, E.D., Pilling, I., 1993. Development, persistence and variability of upwelling filaments off the Atlantic coast of the Iberian peninsula. *Journal of Geophysical Research* **98**, 22681.

Hirose, N., Fukumori, I., Zlotnicki, V., 2001, Modelling the high frequency barotropic responses of the ocean to atmospheric disturbances sensitivity to forcing, topography and friction. *J. Geophys. Res.* 106 (C12): 30987-30995.

Huthnance, J.M., 1984. Slope currents and “JEBAR”, *Journal of Physical Oceanography*, **14**, 795-810.

Ingleby, B., Huddleston M., 2007. Quality control of ocean temperature and salinity profiles - historical and real-time data, *J. Mar. Sys.*, **65**, 158-175.10.1016/j.jmarsys.2005.11.019

Jackett D.R., McDougall T.J., Feistel R., Wright D.G., Griffies S.M., 2006. Algorithms for density, potential temperature, conservative temperature and the freezing temperature of sea water. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **23**, 1709-1728.

Jacob, S. D., Shay, L.K., Mariano, A.J., Black, P.G., 2000. The 3D oceanic mixed layer response to Hurricane Gilbert. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 1407-1429.

Jegou, A.M., Lazure P., 1995. Quelques aspects de la circulation sur le plateau Atlantique, *Actas del IV Coloquio Internacional sobre Oceanografía del Golfo de Vizcaya*, pp 99-106.

Jezequel, N., Mazé, R., Pichon, A., 2002. Interaction of semidiurnal tide with a continental slope in a continuously stratified ocean. *Deep-Sea Res.* **49**, 707-734

Jossia Joseph, K., Balchand, A. N., Hareeshkumar, P. V., and Rajish, G., 2007. Inertial oscillation forced by the September 1997 cyclone in the Bay of Bengal, *Current Sci.*, **92**, 790–794.

Keihm S., Zlotnicki, V., and C.S. Ruf, 2000. TOPEX Microwave Radiometer Performance Evaluation, 1992-1998, *IEEE Transactions on Geoscience & Remote Sensing*, **38**, 1379-1386.

Koutsikopoulos C., Le Cann B., 1996. Physical processes and hydrological structures related to the Bay of Biscay anchovy, *Scientia Marina*, 60, 9-19.

Large, W. G., and G. B. Crawford, 1995. Observations and simulations of upper-ocean response to wind events during the ocean storms experiment, *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 2831–2852.

Large W, Yeager SG, 2004. Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: the data sets and flux climatologies. *NCAR Technical Note*.

Lavin, A., Valdés, L., Gill, J., and M. Moral, 1998. Seasonal and interannual variability in properties of surface water off Santander (Bay of Biscay) (1991-1995). *Oceanological Acta*, **21** (2): 170+9-190.

Lavin, A., Somavilla, R., Arteché, J.L., Rodríguez, C., Cano, D., and M. Ruiz-Villareal, The Spanish Institute of Oceanography (IEO) Coastal Observing System at the southern Bay of Biscay, new real-time development: The ocean-meteorological AGL Buoy.

Lazure, P. and A.-M. Jégou, 1998. 3D modelling of seasonal evolution of Loire and Gironde plumes on Biscay bay continental shelf. *Oceanol. Acta*, 21(2): 165-177

Le Cann B., 1990. Barotropic tidal dynamics of the Bay of Biscay shelf: observations, numerical modeling and physical interpretation, *Cont. Shelf Res.*, 10, 8, 723-758.

Le Cann, B., Serpette, A., 2009. Intense warm and saline upper ocean inflow in the southern Bay of Biscay in autumn-winter 2006-2007, *Continental Shelf Research* **29**, 1014-1025, doi: 10.1016/j.csr.2008.11.015.

Lefèvre, F., 2000, Modélisation des marées océaniques à l'échelle globale : assimilation de données in situ et altimétriques, PhD thesis at the University of Toulouse III.

Le Hénaff, M., 2008. Évaluation objective de réseaux d'observation en domaine côtier par la modélisation d'ensemble, *PhD Thesis*, Univ. of Toulouse.

Le Hénaff, M., Roblou, L., Bouffard, J., 2010. Characterizing the Navidad current interannual variability using coastal altimetry, *Ocean Dyn.*, doi: 10.1007/s10236-010-0360-9.

Liberato, M. L. R., Pinto J. G., Trigo I. F., Trigo R. M., 2011, Klaus - an exceptional winter storm over Northern Iberia and Southern France, *Weather*, doi: 10.1002/wea.755.

Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dyn.* 56 (5–6), 394–415.

Lyard F., 2008, Les processus rapides de la dynamique océanique observation et modélisation, *Mémoire d'habilitation à diriger les recherches*, Université de Toulouse.

Lynch, D.R., Gray, W.G., 1980, Finite-element simulation of flow in deforming regions. *J. Comp. Phys.*, **36**, 135–153.

Marchesiello P., Debreu L., Couvelard X., 2009, Spurious diapycnal mixing in terrain-following coordinate models: the problem and a solution, *Ocean Modelling*, **26**, 156-169. doi: 10.1016/j.ocemod.2008.09.004

Marsaleix, P., Auclair, F., Floor, J. W., Herrmann, M. J., Estournel, C., Pairaud, I., Ulses, C., 2008. Energy conservation issues in sigma-coordinate free-surface ocean models, *Ocean Modelling*, **20**, 61-89.

Marsaleix, P., Auclair, F., Estournel, C., 2009. Low-order pressure gradient schemes in sigma coordinate models: The seamount test revisited, *Ocean Modelling*, **30**, 169-177.

Marsaleix P., Auclair F., Estournel C., Nguyen C., Ulses C., 2011. An accurate implementation of the compressibility terms in the equation of state in a low order pressure gradient scheme for sigma coordinate ocean models *Ocean Modelling*, **40**, 1-13, doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.07.004

McDougall T.J., Jackett D.R., Wright D.G. and Feistel R., 2003. Accurate and computationally efficient algorithms for potential temperature and density of sea water. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **20**, 730-741.

Murray, R. J., and I. Simmonds, 1991: A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. *Aust. Meteorol. Mag.*, 39, 155-166.

Nicolle A., Karpytchev M., Benoit M., 2009. Amplification of the storm surges in shallow waters of the Pertuis Charentais (Bay of Biscay, France), *Ocean Dynamics*, 59, 921-935, doi: 10.1007/s10236-009-0219-0.

Nilson J., 1995, Energy flux from travelling hurricanes to the oceanic internal wave field, *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 558-573

Obligis E., C. Desportes, L. Eymard, M.J. Fernandes, C. Lazaro and A.L. Nunes, 2011, Tropospheric corrections for coastal altimetry, Chapter 6 in S. Vignudelli, A.G Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste (eds.), *Coastal Altimetry*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Oey, L.-Y., Chen, P., 1992. A model simulation of circulation in the northeast Atlantic shelves and seas. *J. Geophys. Res.* **97**, 20087–20115.

Okiihiro, M., Guza, R.T., Seymour R.J., 1993. *Excitation of Seiche Observed in a Small Harbor. Journal of Geophysical Research*, vol. **98**, pp 18201–18211.

OSPAR, 2000. Quality Status Report 2000 – Region IV : Bay of Biscay and Iberian Coast – ISBN 0 946956 50 2. In *OSPAR Commission for the Protection of the Marine Environment of the North-East Atlantic*. London.

Pairaud I., 2005 Modélisation et analyse de la marée interne dans le golfe de Gascogne, PhD thesis, Toulouse University, Toulouse, France.

Pairaud I, Lyard F, Auclair F, Letellier T, Marsaleix P, 2008. Dynamics of the semi-diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. Part 1 : barotropic tides, *Cont. Shelf Res.*, **28**, 1294-1315, doi: 10.106/j.csr.2008.03.004.

Pairaud I, Auclair F, Marsaleix P, Lyard F, Pichon A., 2010. Dynamics of the semi-diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. Part 2 : baroclinic tides, *Cont. Shelf Res.*, **30**, 253-269, doi: 10.106/j.csr.2009.10.008.

Pichon A. and Correard S., 2006. Internal tides modelling in the Bay of Biscay. Comparisons with observations. *Scientia Marina*, **70**, doi:10.3989/scimar.2006.70s165.

Pineau-Guillou L., Lathuiliere, C., Magne, R., Louazel, S., Corman, D. et C. Perherin, 2011. Caractérisation des niveaux marins et modélisation des surcotes pendant la tempête Xynthia. *Annales hydrographiques 2011*, 6ème série, volume 8, n° 777, ISSN : 0373-3629

Pingree, R.D., Le Cann, B., 1989. Celtic and Armorican slope and shelf residual currents, *Progress in Oceanography* **23**, 303-338.

Pingree, R.D., Le Cann, B., 1990. Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region, *J. Mar. Biol. Ass. U.K.* **70**, 857-885.

Pingree, R.D., Le Cann, B., 1992a. Anticyclonic eddy X91 in the Southern Bay of Biscay, May 1991 to February 1992, *J. Geophys. Res.* **97** (C9), 14, 353-14,367.

Pingree, R.D., and B. Le Cann, 1992b. Three Anticyclonic Slope Water Oceanic Eddies (SWODDIES) in the Southern Bay of Biscay, *Deep Sea Res.*, **39**: 1147-1175.

Pingree R., R.D. and Le Cann, B., 1993. A shallow meddy (a Smeddy) from the secondary Mediterranean salinity maximum. *Journal of Geophysical Research*, **98**. 20169-20185.

Pingree, 1994. Winter warming in the southern Bay of Biscay and Lagrangian eddy kinematics from a deep-drogued Argos buoy. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, **74** , pp 107-128 doi:10.1017/S0025315400035700

Pingree R., R.D. and Le Cann, B., 1995. Circulation dans le golfe de Gascogne: une revue de travaux récents, *Actas del IV Coloquio Internacional sobre Oceanografía del Golfo de Vizcaya*, pp.217-234.

Pingree, R.D., New, A., 1995. Structure, seasonal development and sunglint spatial coherence of the internal tide on the Celtic and Armorican shelves and in the Bay of Biscay, *Deep Sea Res., Part I*, **42**, 245-284, doi:10.1016/0967-0637(94)00041-P.

Pingree, R., 1997. The eastern subtropical gyre (north Atlantic) : flow rings recirculation structure and subduction, *J. Mar. Biol. ASS. UK*, **78**, 351-376.

Pinto, J. G., Zacharias, S., Fink, A. H., Leckebusch, G. C., and Ulbrich, U., 2009. Environmental factors contributing to the development of extreme cyclones and their relationship with NAO, *Clim. Dynam.*, **32**, 711–737.

Pinto, J.G., Fröhlich, E. L., Leckebusch, G. C., and U. Ulbrich, 2005. Changing European storm loss potentials under modified climate conditions according to ensemble simulations of the ECHAM5/MPI-OM1 GCM

Pollard, R. T., P. B. Rhines, and R. O. R. Y. Thompson, 1973: The deepening of the wind-mixed layer. *Geophys. Fluid Dyn.*, **3**, 381–404.

Pollard, R., Griffiths, M., Cunningham, S., Read, J., Pérez, J., and A. Rios, 1996. A study of the formation, circulation and ventilation of eastern north Atlantic central water. *Progr. Oceanogr.*, **37**, 167-192.

Price, J. F., 1981. Upper ocean response to a hurricane. *J. Phys.Oceanogr.*, **11**, 153–175.

Puillat I., Lazure P., Jegou A.M., Lampert L., Miller P., 2004. Hydrographical variability on the French continental shelf in the Bay of Biscay during the 1990s, *Cont. Shelf Res.*, **24**, 1143-1163, doi:10.1016/j.csr.200402008.

Puillat I., Lazure P., Jegou A.M., Lampert L., Miller P., 2006, Mesoscale hydrological variability induced by northwesterly wind on the French continental shelf of the Bay of Biscay, *Scientia Marina* 70S1, 15-26, ISSN 0214_8358.

Ray, R.D., 1999. A global ocean tide model from TOPEX/POSEIDON altimetry: GOT99. *Technical Report NASA Tech. Mem.* 209478, Goddard Space Flight Centre, Greenbelt, MD, USA.

Ray, R. D., 2008. A preliminary tidal analysis of ICESat laser altimetry: Southern Ross Ice Shelf, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L02505, doi:10.1029/2007GL032125.

Reffray, G., Levier, B., Marsaleix, P., Lazure, P., Garnier, V., 2008. Intercomparaison de modèles sur le Golfe de Gascogne pour l'année 2004, *Rapport d'activités MERCATOR-Océan*, 99 p.

Rifler G., Juliano M., Fernandes L., Leitão P. C., Neves R., 2008. Operational ocean forecasting of the Portuguese waters, Mercator Ocean Quaterly Newsletter, #30, 20-32.

Rio M.-H., Hernandez, F., 2004. A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model, *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2003JC002226.

Rio, M.-H., Guinehut, S., and G. Larnicol, 2011. The New CNES-CLS09 global Mean Dynamic Topography computed from the combination of GRACE data, altimetry and in-situ measurements. *J. Geophys. Res.*, **116**, doi:10.1029/2010JC006505

Ris, R.C., 1997. Spectral modelling of wind waves in coastal areas, (Ph.D. Dissertation Delft University of Technology, Department of Civil Engineering), *Communications on Hydraulic and Geotechnical Engineering, Report No. 97-4*, Delft, The Netherlands.

Roblou, L., Lyard, F., Le Hénaff, M., Maraldi, C., 2007. X-TRACK, a new processing tool for altimetry in coastal ocean. In: ESA ENVISAT Symposium proceedings, Montreux, Switzerland, April 23-27.

Roblou L., Lamouroux, J., Bouffard, J., Lyard, F., Le Hénaff, M., Lombard, A., Marsalaix, P., P. De Mey and F. Birol , 2011. Post-processing altimeter data toward coastal applications and integration into coastal models. *Chapter 9 in S. Vignudelli, A.G Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste (eds.), Coastal Altimetry, Springer Berlin Heidelberg.*

Rubio, A., Reverdin, G., Fontán, A., González, M., Mader, J., 2011. Mapping near-inertial variability in the SE Bay of Biscay from HF radar data and two offshore moored buoys, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L1960, doi:10.1029/2011GL048783.

Ruf, C.S., Keihm, S.J., Subramanya, B., and M.A. Janssen, 1994. TOPEX/Poseidon microwave radiometer performance and in-flight calibration, *J. Geophys. Res.*, **99**, 24915-24926.

Savcenko, R., and W. Bosch, 2008, EOT08a – Empirical ocean tide model from multi-mission satellite altimetry, DGFI Report n° 81.

Shapiro, M. A., and D. Keyser, 1990. Fronts, jet streams and the tropopause. *Extratropical Cyclones, The Erik Palmén Memorial Volume*, C. W. Newton and E. O. Holopainen, Eds., Amer. Meteor. Soc., 167-191.

Skliris, N., Lacroix, G., Djenidi, S., 2004. Effets of extreme meteorological conditions on coastal dynamics near a submarine canyon, *Cont. Shelf. Res.*, **24**, 1033-1045.

Sordo, I., Barton, E.D., Cotos, J.M., and Y. Pazos, 2001. An inshore poleward current in NW of the Iberian Peninsula detected from satellite images and its relation with toxic dinoflagellate blooms into the Galician Rias. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **53**, 787-799.

Sriver, R. L. & M. Huber, 2007. Observational evidence for an ocean heat pump induced by tropical cyclones. *Nature*, 447, 577-580. doi: 10.1038/nature05785.

Sriver, R.L., Goes, M., Mann, M.E., Keller, K., 2010. Climate response to tropical cyclone-induced ocean mixing in an Earth system model of intermediate complexity, *J. Geophys. Res.*, 115, C10042.

Stammer, D., Wunsch, C., Ponte, R.M., 2000. De-aliasing of global high frequency barotropic motions in altimeter observations, *Geophys. Res. Letters*, 27 (8), pp 1175.

Stark, J.D., Donlon, C.J, Martin, M.J., and McCulloch, M.E., 2007. *OSTLA. An operational, high resolution, real time, global sea surface temperature analysis system.*, Oceans '07 IEEE Aberdeen, conference proceedings. Marine challenges: coastline to deep sea. Aberdeen, Scotland.IEEE.

Torres, R., Barton, E.D., 2006. Onset and development of the Iberian poleward flow along the Galician coast, *Continental Shelf Research* 26, 1134-1153.

Thorpe, S. A., 1987. Currents and temperature variability on the continental slope. *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, **323A**, 471–517

Tran N., Labroue, S., Philipps, S., Bronner, E., and N. Picot, 2010. Overview and update of the sea state bias corrections for the Jason-2, Jason-1 and TOPEX Missions, *Marine Geodesy*, 33 (S1): 348-362

Trowbridge J.H., Chapman, D.C., and J. Candela, 1998, Topographic effects, straits and the bottom boundary layer. In *The Sea, Vol. 10, The global coastal ocean : Processes and Methods*, editors K. H. Brink and A. R. Robinson, chapter 3, 63-88.

Tully, J.P., and L.F. Giovando, 1963. Seasonal temperature structure in the eastern subarctic Pacific Ocean, p. 10-36. In M.J Dunbar [ed.], *Marine distributions. Roy.Soc. Can.Spec. Publ.* 5.

Ulbrich, U., A. Fink, M. Klawka, and J. G. Pinto, 2001.Three extreme storms over Europe in December 1999. *Weather*, 56, 70–80.

Ulses C., Grenz C., Marsaleix P., Schaaff E., Estournel C., Meulé S., and Pinazo C., 2005 Circulation in a semi enclosed bay under the influence of strong fresh water input, *J. Mar. Sys.*, 56, 113-132 doi:10.1016/j.jmarsys.2005.02.001

Van Aken, H.M., 2000. The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean: II. The intermediate water masses, *Deep Sea Res. Part I*, 47, 5, 789-824, doi: 10.1016/S0967-0637(99)00112-0

Van Aken, H.M., 2002. Surface currents in the Bay of Biscay as observed with drifters between 1995 and 1999, *Deep Sea Res. Part I*, 49, 1071-1086.

Vandermeirsch F., Charraudeau M., Bonnat A., Fichaut M., Maillard C., Gaillard F. and Autret E., 2010. Bay of Biscay's temperature and salinity climatology. *XII International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay*, 4-6 mai 2010, Plouzané, France.

Vignudelli, S., Cipollini, P., Roblou, L., Lyard, F., Gasparini, G.P., Manzella, G., Astraldi, M., 2005, Improved satellite altimetry in coastal systems: case study of the Corsica Channel (Mediterranean Sea). *Geophys Res Lett.* Doi: 10.1029/2005GL022602

Vignudelli, S., Kostianoy, A., Cipollini, P., Benveniste, J. (eds.), 2009. *Coastal Altimetry*, Springer.

Wahr J. M., 1985, Deformation induced by polar motion, *J. Geophys. Res.*, 90 (B11), 9363 - 9368.

Wang, W., R. X. Huang, 2004a. Wind energy input to the surface waves. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 1276-1280.

Wang, W., R. X. Huang, 2004b. Wind energy input to the Ekman layer. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 1267-1275

Wentz, F.J., Gentemann, C., and D. Smith, 2000. Satellite measurements of sea surface temperature through clouds. *Science*, **288**: 847-850.

Wooster, W., Bakuna, A., Mclain, D.R., 1976. The seasonal upwelling cycle along the Eastern boundary of North Atlantic. *J. Mar. Res.*, **34**, pp.131-141

Wunsch, C. and D. Stammer, 1997, Atmospheric loading and the oceanic 'inverted barometer', *Reviews of Geophysics*, vol. **35**, No 1, pp 79-107

Zheng, Z.-W., C.-R. Ho, and N.-J. Kuo. 2008. Importance of pre-existing oceanic conditions to upper ocean response induced by Super Typhoon Hai-Tang. *Geophysical Research Letters* **35**, L20603, <http://dx.doi.org/10.1029/2008GL035524>.

Annexe

Le signal de marée dans le modèle

L'accès au signal haute fréquence généré par le forçage atmosphérique suppose d'éliminer le signal généré par la marée. Afin d'estimer le réalisme du signal de marée représenté par le modèle, j'ai réalisé des comparaisons avec des observations. Je me suis également intéressée à l'impact d'un paramètre du mélange dans le modèle sur la simulation du front d'Ouessant, indicatif de la représentation des marées et du mélange généré par la marée dans cette partie du Golfe. Malgré l'intérêt que j'ai porté au signal de marée, les travaux qui s'y sont rattachés ne sont pas centraux dans mon travail de thèse. Ils ont tout de même constitué une étape importante et nécessaire dans l'exploitation des sorties du modèle. C'est pourquoi j'ai décidé de décrire l'ensemble de ces travaux en annexe. Après une introduction sur le signal de marée, je décrirai la méthode de detiding utilisée, nommée « comodo-detidor ». Une troisième et quatrième section sont ensuite dédiées à la représentation du signal de marée dans le modèle et à sa confrontation avec des observations satellites et marégraphiques. Je décrirai ensuite les tests réalisés sur la valeur de la longueur de rugosité de fond et l'impact sur la représentation du front de marée dans le modèle. Enfin, Je finirai par quelques réflexions sur le filtrage de la marée.

A.1. Introduction

Les marées océaniques constituent une composante importante de la dynamique océanique aussi bien en plein océan qu'en zone peu profonde. Leur simulation s'avère donc primordiale dans le cadre d'une modélisation réaliste, que ce soit pour la représentation des variations du niveau de la mer que pour leurs interactions avec la circulation océanique. En un point donné, la marée peut être décomposée mathématiquement en une somme finie (spectre discret) de composantes périodiques, ou ondes de marée, dont les périodes sont caractéristiques des mouvements astronomiques (de la Terre, du Soleil et de la Lune) intervenant dans le potentiel générateur de marée et de leurs harmoniques. Le potentiel générateur correspond à la déformation périodique du champ gravitationnel sous l'effet du déplacement des corps astronomiques et de la rotation de la terre. L'océan répond à ces variations du champ gravitationnel de façon plus ou moins résonnante, en fonction de la fréquence et de la longueur d'onde des ondes de gravité, de la dimension des bassins océaniques et de l'extension des mers de plateaux. Du fait de la re-distribution des masses d'eau sous l'effet de la marée, des effets additionnels de déformation du plancher océanique et du champ gravitationnel doivent être pris en compte dans les modèles hydrodynamiques (termes de charge et auto-attraction). Les composantes de marée les plus énergétiques sont les ondes semi-diurnes (de période proche de 12h) et diurnes (période proche de 24 heures) qui déterminent à elles seules le régime local caractéristique de la marée. Cependant, dans les zones côtières, les harmoniques et ondes composées (comme par exemple de type « quart-diurne » avec une période de l'ordre de 6 heures ou « sixième diurne » avec une période de l'ordre de 4 heures)

peuvent devenir significativement comparables aux ondes d'origine astronomique (i.e. trouvant leur forçage dans les termes du potentiel générateur). Le Golfe de Gascogne est connu pour être une zone particulièrement complexe en termes de processus physiques liés à la présence de la marée et son interaction avec la bathymétrie. Au niveau du talus continental notamment, l'énergie associée à la marée barotrope est dissipée soit par frottement sur le fond soit par transfert vers les marées internes (Schott, 1977). Les ondes internes ainsi générées sont très énergétiques et s'accompagnent de processus de mélange intense à proximité de leur site de génération, mais aussi parfois à des distances importantes du fait de leur propagation. Elles ont également des répercussions hydrologiques, biologiques et chimiques très importantes. Il s'avère donc nécessaire de les représenter de façon réaliste dans les modèles numériques de circulation océanique, a fortiori dans une région macro-tidale telle que le Golfe de Gascogne.

Le modèle SYMPHONIE est forcé à ses frontières latérales par l'atlas global de marée FES2004 d'où ont été extraites les harmoniques M_2 , N_2 , S_2 , K_2 , K_1 , O_1 , P_1 , Q_1 , qui sont les principales composantes de la marée sur la zone choisie. Le modèle numérique génère naturellement les composantes non-linéaires qui accompagnent la propagation des ondes de marée. Durant son travail de thèse, I. Pairaud a analysé la marée barotrope et la marée barocline dans une configuration de SYMPHONIE proche de la nôtre. Elle a montré que le modèle était capable de fournir une représentation réaliste de la marée, notamment en comparaison avec les données issues de la campagne MINT94 (Pairaud et al., 2008, Pairaud et al., 2010)

Si la marée est une composante indispensable de notre modélisation, sa présence dans nos simulations constitue un obstacle à une analyse précise de la circulation océanique forcée par le vent et les gradients de densité. De même, il est nécessaire de retirer au mieux ce signal de marée des mesures effectuées pour accéder à l'information sur la circulation océanique (Ray et Woodworth, 1997). Pour cela, il existe différentes méthodes : soit en réalisant une prédiction précise de la marée à partir d'atlas disponibles (comme les atlas régionaux T-UGO, ou ceux générés par le modèle SYMPHONIE lui-même), soit en réalisant une analyse harmonique afin d'isoler le signal de marée. Ces deux méthodes ont chacune leurs avantages et inconvénients, et quelle que soit la méthode utilisée, retirer le signal de marée des observations ou des simulations reste un problème loin d'être trivial.

L'analyse harmonique constitue la méthode généralement privilégiée, cependant sa bonne mise en œuvre et sa pertinence sont soumises à plusieurs contraintes:

- 1/ les caractéristiques du signal à traiter, à savoir la longueur de la série temporelle (pour la séparation spectrale des ondes) et l'échantillonnage temporel de ce signal (problème d'aliasing du signal en cas de sous-échantillonnage).
- 2 / la dynamique locale, qui impose l'extension plus ou moins exhaustive du spectre d'analyse aux ondes de marées non-linéaires.
- 3/ la relative non-stationnarité du signal de marée (qui est notamment la conséquence des interactions de la marée avec la stratification océanique)

4/ le volume de données à traiter, particulièrement dans le cas de simulations numériques.

Afin de répondre au mieux aux besoins de la communauté scientifique, le projet « Tidal Toolbox » (initialement financé par le GMMC, puis par l'Ifremer dans le cadre Previmer) a été mis en place et vise à fournir aux modélisateurs et aux physiciens un ensemble d'outils performants permettant de réaliser simplement l'ensemble des opérations liées à la marée. En particulier le code « comodo-detidor » (cf. annexe), a été utilisé pour traiter les simulations d'élévation de surface et de courant par le modèle SYMPHONIE. Dans la section qui suit, je commencerai par décrire les principales caractéristiques du « comodo-detidor », puis je testerai la validité du signal de marée représenté dans le modèle SYMPHONIE, en réalisant des comparaisons avec les observations marégraphiques et altimétriques.

A.2. Un outil d'analyse harmonique : « comodo-detidor »

Le code « comodo–detidor » a pour fonction de corriger d'un signal la composante de la marée en estimant les phases et amplitudes des différents constituants par analyse harmonique, puis à retirer leur contribution au moyen d'une prédiction basée sur les constantes harmoniques obtenues. Pour restituer convenablement les constantes harmoniques (i.e. amplitude A et retard de phase G) correspondant au spectre de marée retenu pour le traitement, il faut disposer d'un échantillonnage temporel qui soit dans l'idéal largement supérieur à 2 fois la fréquence de l'onde ayant la fréquence la plus élevée (typiquement 15 minutes à une heure suivant le régime de marée) et d'une série suffisamment longue afin de séparer les composantes de marée (idéalement 1 an dans le cas d'une marée réaliste). Néanmoins, si une composante ne peut pas être estimée directement (en cas de problème de séparation), il y a possibilité de relier cette composante aux ondes du même groupe, dont les caractéristiques de fréquence sont proches. Il s'agit de la méthode dite des « admittances », qui tire profit du fait que la réponse de l'océan au forçage périodique de marée (normalisé par l'amplitude du potentiel générateur) varie faiblement et régulièrement au sein d'un même groupe, et peut être représentée par une fonction spline de la fréquence. Cette relation d'admittance remplace alors dans la matrice du système harmonique les équations aux moindres carrés standard des ondes non-séparables. Il s'agit évidemment d'une approximation, mais qui s'avère particulièrement efficace. Les ondes diurnes (K_1 , O_1 , Q_1) et semi-diurnes (M_2 , N_2 , K_2) à partir desquelles sont estimées les autres ondes par cette méthode des admittances sont dites « ondes-pivot », dont la séparation (1 mois) détermine la possibilité d'utilisation de la méthode d'admittance. La performance du traitement dépendra également du nombre d'harmoniques utilisées. Le « comodo-detidor » nous donne la possibilité de spécifier les composantes à prendre en compte, et en particulier d'y adjoindre les composantes non-linéaires ad hoc, générées dans les régions peu profondes, sièges d'amplification importante de la marée ou plus généralement de courants intenses, comme la Manche et le Golfe Normand-Breton. Cette flexibilité, qui permet d'adapter le choix des ondes en fonction de la région considérée, de l'échantillonnage temporel disponible et de la longueur de la période, rend possible un detiding sur une plus courte période que l'année. Ici, notre simulation a fourni des champs horaires de SSH et de courant du 1^{er} décembre 2008

au 28 février 2009, soit, si l'on considère un spin-up de 15 jours, (du 1^{er} au 15 décembre, pendant lequel le signal de marée s'établit progressivement), une période de 74 jours. Notre période d'étude (2 mois et demi) est suffisante pour séparer ces ondes pivots. A titre d'exemple, les ondes K1 et P1 se séparent en plus de 182 jours. Or notre période se limite à 74 jours. L'amplitude de l'onde P1 est donc estimée avec le renfort de la méthode d'admittance.

Nous avons utilisé ce code pour corriger du signal de marée les simulations horaires d'élévation de hauteur de mer ainsi que les courants, méridiens et zonaux. Le nombre de composantes harmoniques prises en compte a été ici fixé à 30 (cf. Tableau A1 pour la liste des ondes et leur période).

Ondes	Période (h)	Ondes	Période (h)
Q1	26,87	S2	12
O1	25,82	K2	11,97
P1	24,07	MSN2	11.79
S1	24	2SM2	11.61
K1	23,93	2SN2	11.41
2NS2	13.39	M3	8.28
MNS2	13.13	MK3	8.18
ST2	13.09	N4	6.33
ST3	12.95	MN4	6.27
2N2	12.90	M4	6,21
SNK2	12.69	SN4	6.16
N2	12,66	MS4	6.10
MSK2	12.46	MK4	6.09
M2	12.42	S4	6.00
La2	12.22	M6	4.14

Tab. A1 - Liste des ondes prises en compte dans le « comodo-detidor » utilisé pour corriger du signal de marée les champs de SSH et de courant du modèle.

On distingue les ondes semi-diurnes (telles M₂, S₂) et diurnes (K₁, P₁) d'origine astronomique, qui constituent généralement les ondes les plus énergétiques. Les autres, sont issues des interactions non linéaires entre les ondes directement forcées. La plus énergétique des composantes non-linéaires est l'onde M₄. La fréquence de l'onde la plus élevée est ici 4.14 h (onde M₆), donc notre échantillonnage horaire est adapté au spectre analysé.

Le calcul des harmoniques repose sur l'inversion du système linéaire suivant :

$$\left[v_n e^{j(\omega_n t + \phi_n)} \right] [x_n] = [h_t]$$

Avec :

- V_η un nombre complexe qui donne la correction nodale (en amplitude et en phase)
- ω_η la pulsation de l'onde η
- t le temps depuis le temps de référence
- ϕ_η l'angle astronomique de l'onde
- le module et l'argument de x_η sont respectivement l'amplitude A et la phase φ de l'onde
- h_t la série temporelle du signal à « detider »

Afin d'illustrer la robustesse de l'analyse harmonique réalisée par le comodo-detidor, j'ai représenté le spectre du signal avant et après l'application du comodo-detidor au point du modèle le plus proche du Mont Saint Michel (Fig. A.1), site où la marée est particulièrement importante du fait des phénomènes de résonance/réflexion des ondes.

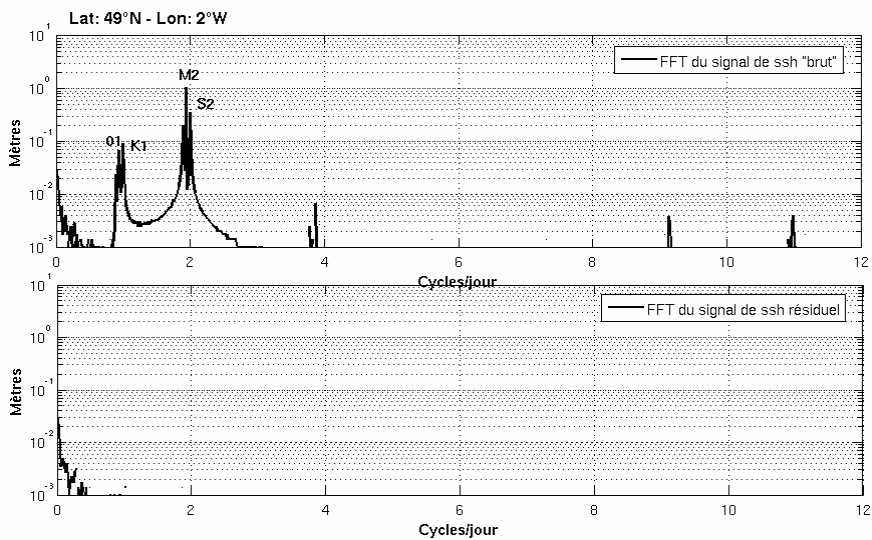


Fig. A.1 - FFT (m/cycle/jour) du signal de SSH (m) au point du modèle le plus proche du Mont Saint Michel (49°N, 2°W), avant (figure du haut) et après (figure du bas) utilisation du comodo-detidor.

Sur le spectre en élévation du signal « complet » (Fig. A.1 en haut), les deux composantes principales sont les semi-diurnes lunaire (M_2), qui est le principal responsable du cycle basse mer/pleine mer, et solaire (S_2), dont le battement avec M_2 est à l'origine du cycle morte eau/vive-eau. On distingue également la composante diurne majeure : K_1 (déclination luni-solaire) ainsi que la seconde composante diurne, O_1 (solaire), d'amplitude plus faible. Les autres composantes, bien que moins importantes, contribuent à la complexité du signal de marée. Après detiding (Fig. A.1, figure du bas), on observe un résidu dans la bande de fréquence qui correspond aux ondes $2M_2$ et Mu_2 .

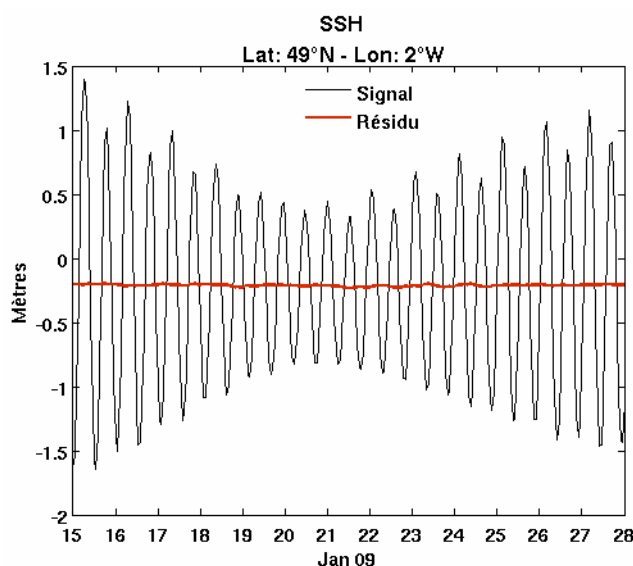


Fig. A.2- Série temporelle horaire du signal de SSH (m) avant (noir) et après (rouge) utilisation du comodo-detidor au point modèle le plus proche du Mont Saint Michel (49°N, 2°W) ; du 15/01/2009 00HTU au 28/01/2009 00hTU.

La figure A.2 représente le signal avant et après correction de la marée par le code comodo-detidor, du 15 au 28 janvier 2009. Les résidus atteignent des hauteurs max de 4-5 cm. On peut noter la variabilité semi-mensuelle de la marée (cycle des basses/vives eaux) représentée par le modèle.

A.3. Comparaison aux marégraphes

Les séries temporelles des variations du niveau de la mer fournies par les marégraphes permettent, après analyse, d'obtenir les caractéristiques des composantes du spectre de marée à l'emplacement des instruments. Les constantes harmoniques des marégraphes du SHOM (localisés à Arcachon, Boucau-Bayonne, Cherbourg, Concarneau, Conquet, Crouesty, La Rochelle, Port Bloc, Roscoff, Sables d'Olonne et Saint Jean de Luz) et de Puertos del Estado (situés à Bilbao, Coruna, Gijon, Santander, Vigo, et Villagar) proviennent des analyses réalisées par le CTOH. La longueur des séries temporelles analysées varie selon le marégraphe. Elle s'étend de 1952 à 2004 sur des périodes allant de 10 à 50 ans. Afin de valider le signal de marée représenté par ma simulation numérique, j'ai comparé les composantes des ondes principales de marée déduites du signal des marégraphes et celles déduites de ma simulation.

La figure A.3.a, b, et c compare le module de la différence complexe de l'onde M_2 , K_1 , et M_4 , qui nous indique le niveau d'erreur moyen pour la prédiction de chaque onde. Le choix de ces trois ondes a été déterminé pour les raisons suivantes : l'onde M_2 est l'onde semi-diurne principale et son influence est déterminante dans le signal total de marée ; L'onde K_1 quant à elle, est l'onde diurne la plus énergétique dans notre zone ; et enfin, l'onde M_4 est l'onde harmonique supérieure de M_2 et est considérée comme l'onde non-linéaire la plus importante. Si sa contribution est généralement négligeable dans l'océan profond, son amplitude (élévation de surface) peut atteindre plusieurs dizaines de centimètres dans les mers de plateaux et devenir localement plus importante que celles des ondes diurnes.

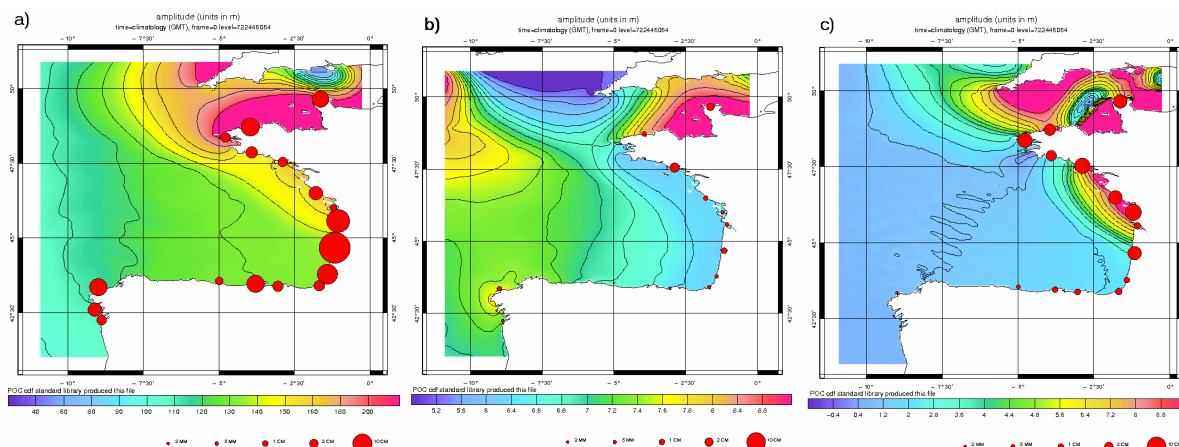


Fig. A.3 - Comparaison des solutions d'amplitude-phase d'élévation de la surface de SYMPHONIE aux marégraphes. Module (cm) de l'erreur complexe (sous la forme $A_{err}e^{i\phi_{err}}$) de chaque solution pour a) l'onde M_2 , b) l'onde K_1 et c) l'harmonique M_4 . Le cercle proportionnel à l'écart du modèle par rapport à l'observation. Le champ coloré correspond à l'amplitude sur l'élévation de surface (en m) de chaque onde.

La marée semi-diurne M_2

L'amplitude de l'onde M_2 modélisée, visualisée sur la Figure A.3a, possède les caractéristiques connues de la marée sur la zone : elle s'approche du mètre sur la frontière Ouest du domaine, et augmente ensuite perpendiculairement à la côte vers les zones de petits fonds. Au niveau de la façade Atlantique, elle atteint 1.7 m à la côte. La RMS moyenne de l'erreur complexe de l'onde M_2 est de 8.1 cm + /- 9 cm RMS. La différence la plus importante entre observations et modèle concerne le marégraphe situé dans le bassin d'Arcachon où l'erreur complexe atteint 26.1 cm. Plusieurs facteurs peuvent contribuer à expliquer cette différence. Tout d'abord, le marégraphe est situé dans un bassin peu profond, semi-fermé, où la marée est fortement conditionnée par la topographie locale des fonds et les contraintes d'écoulement entre le bassin et l'océan côtier. La grille de nos simulations ne permet pas de représenter fidèlement ce niveau de détails. De plus, dans notre configuration, le modèle ne représente pas le découvrément des bancs en zones de faibles fonds, et par conséquent n'intègre pas cet aspect de la dynamique locale de la marée. Le meilleur accord est obtenu à La Rochelle avec une erreur complexe de 1.1 cm.

La marée diurne K_1

Bien qu'il s'agisse de l'onde diurne dominante, les amplitudes modélisées de l'onde K_1 (montrées en Figure III.A.3b) sont moins importantes que la marée M_2 . Elle est maximum au nord de la zone avec des valeurs proches de 10 cm dans la baie du Mont Saint Michel, et diminue ensuite vers la côte (~ 6cm), à l'inverse des ondes semi-diurnes. La RMS moyenne de l'erreur complexe par rapport aux marégraphes est de 0.8 cm + /- 0.8 cm. Les plus grandes différences sont observées au Crouesty avec une erreur complexe de 2.4 cm.

La marée quart diurne M_4

L'onde M_4 , quant à elle, a des amplitudes modélisées plus élevées à la côte que sur la plaine (Figure III.A.3c). On peut noter deux amphidromes : l'un au niveau de l'île de Guernesey (49.5°N, 2.7°O) et le second au sud de la pointe Bretonne (vers 48°N, 4.7°O). Malgré des similitudes avec l'onde M_2 qui lui donne naissance, l'harmonique M_4 possède donc une dynamique qui lui est propre dans les zones peu profondes. La RMS moyenne de l'erreur complexe est de 3 cm +/- 3.6 cm avec un maximum à la Rochelle (erreur complexe de 6.9 cm). Dans cette zone l'amplitude de l'onde M_4 est forte et le modèle tend à la sous-estimer (-7.9 cm à La Rochelle).

Une part importante des différences observées entre marégraphes et modèle s'explique probablement par la résolution spatiale du modèle qui limite la précision de la bathymétrie et du trait de côte. Celle-ci est particulièrement critique lorsque les marégraphes sont situés dans des zones peu profondes. Dans le cas des marégraphes de la Rochelle et d'Arcachon par exemple, la propagation des ondes de marée est rendue encore plus complexe par la présence d'îles (au large de la Rochelle) et par la géométrie du bassin d'Arcachon (Tableau 5 de la section I.5). Comme mentionné précédemment, la précision de la bathymétrie dans notre modèle est insuffisante pour rendre compte de ces processus très locaux, ce qui peut donc expliquer les différences significatives mentionnées précédemment sur l'onde M_2 (26.1 cm à Arcachon).

A.4. Comparaison avec l'altimétrie

Bien que les marégraphes constituent un instrument de mesure permettant d'obtenir des mesures de qualité sur une longue période de temps et avec un échantillonnage temporel adapté, leur couverture spatiale est très inégale et on peut se poser la question de la pertinence des diagnostics de précision du modèle réalisés à partir de leurs seules données. En effet, les observations marégraphiques restent des mesures locales et celles utilisées pour les comparaisons décrites plus haut se trouvent dans des petits fonds, qui sont des zones de régime complexe, et parfois peu représentatives, de la marée. Afin d'affiner nos diagnostics, nous avons également réalisé une validation de nos simulations à partir de constantes harmoniques issues de l'observation spatiale altimétrique. Ces données nous offrent une information mieux répartie spatialement (Cheney et al., 1994), en particulier sur le plateau et la plaine abyssale du Golfe de Gascogne. Nos solutions de marée ont été comparées à une banque de constantes harmoniques altimétriques réalisée dans le cadre du projet MICSS (**M**ultisensor **I**mpact **a**ssessment **i**n **C**oastal and **S**helf **S**eas). Cette banque a une résolution le long des traces altimétriques de l'ordre de 7 km. L'analyse harmonique a été réalisée sur 17 ans d'observations (du 01/10/92 au 20/02/2009) issues des missions Jason1 et TOPEX/Poséidon. Plus précisément, l'analyse a été effectuée à partir des données de SLA extraites de la chaîne XTRACK du CTOH (cf section IV du chap 1 de la partie II). La longueur des séries analysées permet aujourd'hui de séparer la quasi-totalité des composantes de la marée côtière, et donc d'extraire un spectre de 76 ondes de marée, incluant les ondes astronomiques mais également non-linéaires. L'erreur complexe des ondes de marée principales (l'onde semi-diurne M_2 , l'onde diurne K_1 et l'onde quart diurne M_4) est présentée en figure A.4.

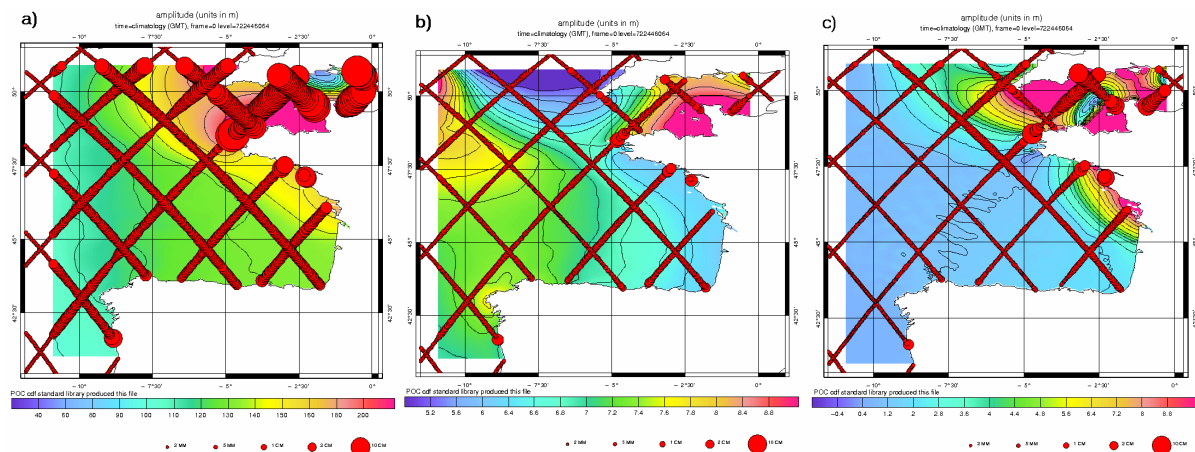


Fig. A.4 - Module de l'erreur complexe (cm) de l'onde de marée M_2 (a), K_1 (b), et M_4 (c), estimée d'après l'altimétrie et d'après notre modèle. La carte en couleur représente l'amplitude de l'onde M_2 (a), K_1 (b) et M_4 (c), en cm, obtenue après utilisation du « comodo-detidor » sur les sorties SSH de notre modèle. La taille des disques rouges est proportionnelle aux différences modèle-données.

La marée semi-diurne M_2

Le module de l'erreur complexe moyenne est de 5.6 cm +/- 5.9 cm. L'erreur atteint 10 à 17 cm (soit environ 10% du signal moyen) en Manche et au sud de la mer Celtique où la marée est la plus importante (entre 150 et 200 cm). Des différences de l'ordre de 2 à 5 cm sont localisées sur le plateau continental Aquitain (en face de Saint Nazaire et de La Rochelle notamment) où l'amplitude de l'onde M_2 est supérieure à 150 cm. Partout ailleurs, les différences sont de l'ordre de 2 cm.

La marée diurne K_1

Le module de l'erreur complexe moyenne sur l'ensemble de la zone est de 0.7 cm +/- 0.9 cm (soit ~ 12.5% du signal moyen). Les erreurs maximales sont localisées dans la Manche avec des erreurs complexes comprises entre 2 et 6 cm, ainsi que sur les côtes sud de la Bretagne (au niveau du Crouesty notamment). Dans le reste du golfe les erreurs varient de 0.2 à 1 cm.

La marée quart diurne M_4

Encore une fois, les erreurs maximales sont localisées dans la partie nord de la zone, avec des erreurs complexes qui atteignent 7cm. Comme évoqué précédemment lors de la comparaison aux marégraphes, l'erreur est également amplifiée sur la partie nord de la façade Atlantique où l'amplitude de l'onde M_4 est importante. Elle s'atténue ensuite dans la plaine (erreur moyenne comprise entre 0.1 et 1 cm). Finalement, sur l'ensemble de la zone le module de l'erreur complexe moyenne est de 1.6cm +/- 1.7 cm.

Une partie des différences observées provient du fait que l'on compare la marée du modèle, estimée à partir de 2 mois et demi de simulation, et celle issue de 17 ans d'observations altimétriques. Les variations saisonnières de la marée, notamment, ne sont pas prises en compte par le modèle. On peut

également ajouter les erreurs dues aux incertitudes sur les mesures altimétriques reliées aux incertitudes sur les corrections qui leur sont appliquées (cf. chapitre I de la partie II). D'autres biais peuvent apparaître du fait du phénomène d'aliasing de la mesure altimétrique, lié à la période de révolution du satellite. Prenons le satellite Topex par exemple, sa période de répétitivité est de 9,9156 jours. Or, la théorie du signal nous dit qu'« un signal continu en temps de période T ne pourra être complètement reconstitué à partir de valeurs discrétisées que si ces valeurs sont échantillonnées à une fréquence supérieure à $2/T$ (fréquence de Nyquist) ». Si l'intervalle d'échantillonnage est supérieur à $T/2$, alors le signal de fréquence $1/T$ devient aliasé (Schalx and Chelton, 1995). Ce phénomène d'aliasing est illustré par la figure A.5. Dans le cadre de l'étude de la marée, il faut donc tenir compte de ces périodes d'aliasing pour chacune des ondes constituant le spectre de marée (par exemple pour l'onde M_2 , la période réelle est de 12.4h ; la période aliasée de 62.107 jours).

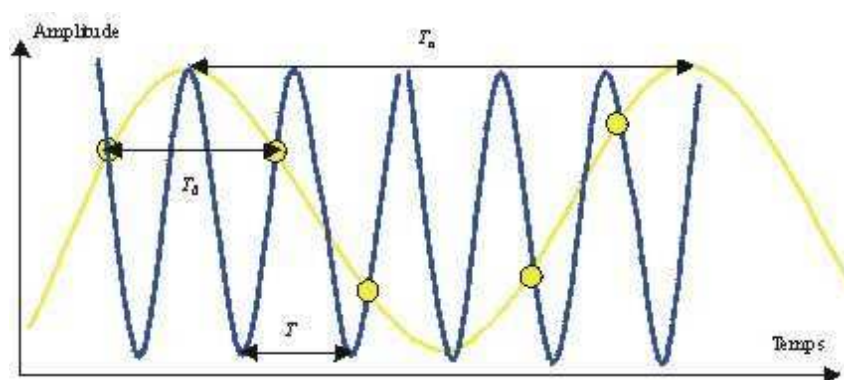


Fig. A.5 - Schéma illustrant le phénomène d'aliasing (extrait de la thèse de Fabien Lefèvre).

A.5. Fronts de marée

Front d'Ouessant

En zones peu profondes, la turbulence créée par la marée sur le fond peut être suffisamment forte pour entraîner un mélange vertical sur toute la colonne d'eau. C'est ce processus qui est à l'origine de la création, de mai à septembre, du front d'Ouessant, en mer d'Iroise, lorsque les eaux côtières sont mélangées jusqu'au fond (Mariette and Le Cann, 1985). Elles sont alors caractérisées par des températures de surface inférieures à $\sim 16^\circ\text{C}$ tandis que les eaux plus au large, réchauffées par l'atmosphère voient leur thermocline saisonnière se former et présentent des températures de l'ordre de 19°C en surface (voir par exemple Cambon, 2008).

Le front d'Ouessant n'a bien évidemment aucune influence sur la dynamique dans ma zone d'étude (qui plus est en hiver) mais sa présence dans la simulation est indicative de la représentation des marées et, de façon plus intéressante, du mélange généré par la marée. Je me suis en particulier intéressée à l'impact d'un paramètre du mélange dans le modèle sur la simulation du front d'Ouessant. Il s'agit de la longueur de rugosité du fond, z_0 ; celle-ci dépend de la nature des types de fonds (sablonneux, rocheux, etc.) présents en chaque zone. Dans le modèle, ce coefficient de frottement est pris constant sur tout le domaine et dans le temps. Il représente implicitement d'autres processus qui ne sont pas pris en compte

par le modèle, comme, par exemple, dans les zones peu profondes, de l'impact de la houle sur le mélange.

J'ai réalisé deux expériences courtes du 01/06/2007 au 31/08/2007, dans des configurations identiques, avec pour seule différence la valeur de z_0 :

- longueur équivalent de rugosité = 1 cm dans la simulation BAOBIS_N6
- longueur équivalent de rugosité = 1 mm dans la simulation BAOBIS_N7

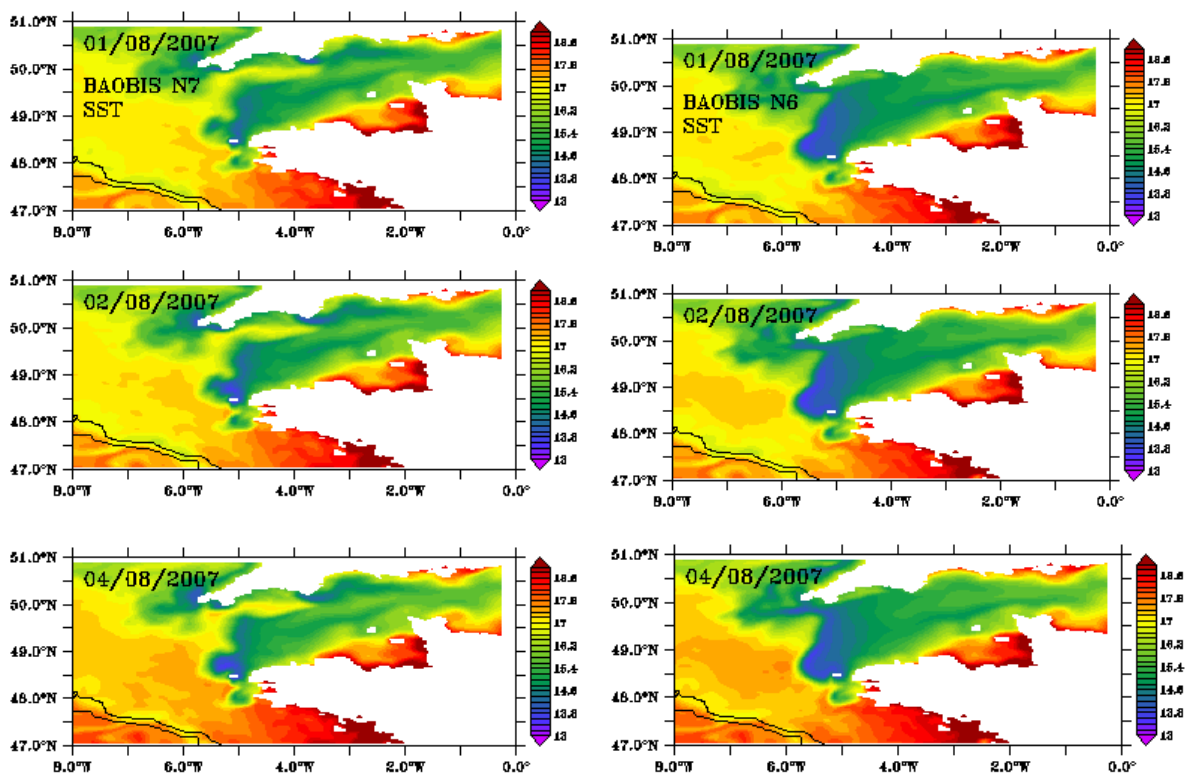


Fig. A.6 - Température de surface simulée par le modèle pour les 01/08/2007, 02/08/2007, 04/08/2007 et 08/08/2007 dans les simulations BAOBIS N6 (droite) et N7 (gauche). L'échelle de couleurs s'étend de 13 à 19°C.

La figure A.6 compare la représentation de la SST dans ces deux simulations pour le mois d'Août 2007. On remarque qu'un front en mer d'Iroise est présent dans les deux simulations, avec des températures voisines de 15°C alors qu'au large et le long des côtes sud-bretonnes, elles atteignent 17 à 19°C. Cependant, des différences significatives sont bien visibles en Manche. En effet, dans la simulation N6, le front s'étend des côtes bretonnes à la Cornouailles, et les SST les plus basses (~13.5°C) sont observées à l'entrée de la Manche (entre 5 et 6°W). Dans la simulation N7, le front est 'interrompu' au sud de l'Angleterre, laissant une langue d'eau chaude pénétrer du large vers la Manche ; il apparaît alors deux fronts distincts : le front d'Ouessant étendu vers le nord et un front à l'extrême ouest de la Cornouailles.

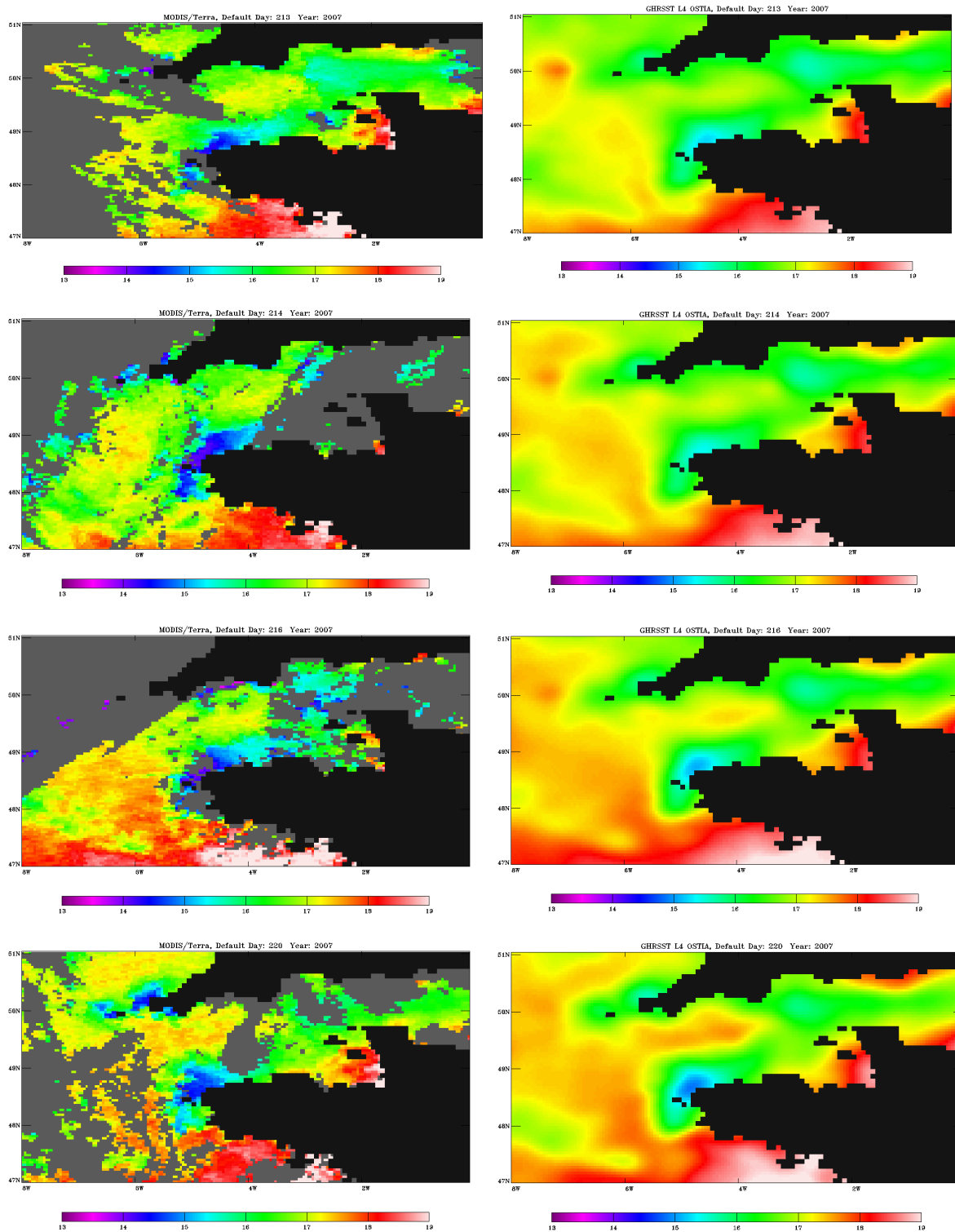


Fig. A.7 - Température de surface pour les 01/08/2007, 02/08/2007, 04/08/2007 et 08/08/2007 observée par imagerie-infra-rouge MODIS/TERRA (gauche) et issue du produit OSTIA (droite). Même échelle de couleurs que pour N1 (13 à 19°C).

La comparaison avec les observations satellitales et les analyses OSTIA aux mêmes dates (Fig. A.7) indique que N7 est plus réaliste, même si le front d'Ouessant reste trop étendu au nord. Il est, dans les observations, davantage collé aux côtes nord bretonnes. On remarque sur la figure A.7 la présence

d'une langue d'eau chaude qui pénètre en Manche en assez bon accord avec la simulation N7 ; cette masse d'eau semble devenir plus chaude du 1^{er} au 8 Août et ce réchauffement est bien représenté dans N7. Il en est de même pour le réchauffement plus au large ($\sim 6^\circ\text{W}$).

Ces comparaisons montrent que le modèle est capable de représenter le front, avec des amplitudes réalistes. Elles illustrent surtout la grande sensibilité de la représentation du mélange – notamment induit par la marée - au coefficient de longueur de rugosité. Il est vraisemblable qu'il soit également très sensible à la paramétrisation de la turbulence et couche limite du fond. Comme ce type de processus ne nous semblait pas primordial pour notre étude (ce qui reste certainement à vérifier), nous n'avons pas approfondi cette étude. Néanmoins, il s'agit d'une perspective intéressante, non seulement pour améliorer la représentation du front d'Ouessant (notamment son 'recollement' à la côte au nord de la Bretagne) et de la dynamique associée (voir par exemple la thèse d'A. Pasquet, 2011), mais également pour mieux comprendre l'impact de la marée sur le mélange dans d'autres zones de plateau.

Front sur le talus

Un autre front de SST se développe sous l'effet d'une intensification locale du mélange vertical due à la marée ; il s'agit cette fois de la marée interne générée par la marée barotrope au niveau du talus Armoricaïn. Je ne détaillerai pas la représentation de ce processus dans le modèle pour les raisons mentionnées ci-dessus, mais il est évident que son étude constitue une perspective très intéressante, ne serait-ce que pour estimer le réalisme de la marée (barotrope et interne) et de la représentation du mélange vertical (surface et fond) dans le modèle. On peut toutefois noter dans les deux simulations (Fig. III.A.6) un refroidissement de 0.5-1°C le long du talus entre 47 et 48°N qui est également présent dans les observations (Fig. A.7).

A.6. Conclusions sur la marée barotrope dans le modèle

La comparaison des solutions de marée modélisées par SYMPHONIE en termes d'élévation de surface aux observations a montré la capacité de la configuration utilisée à représenter correctement la marée barotrope. En effet, malgré des différences marquées localement, le module de l'erreur complexe des ondes M_2 , K_1 , et M_4 ne dépasse pas 13% du signal, ce qui est plutôt satisfaisant en zone côtière.

La réduction des erreurs sur la représentation de la marée passerait principalement par : 1/ une amélioration de la bathymétrie, qui suppose de descendre en résolution spatiale, 2/ une amélioration de la représentation de la marée dans le modèle global qui force notre modèle aux frontières ouvertes.

Comme je l'ai mentionné précédemment, on s'attend également à ce que la marée soit sensible à la représentation du frottement au fond (paramétrisation de la turbulence, valeur des coefficients, etc.).

A.7. Quelques réflexions sur le filtrage de la marée

Detiding sur une courte période.

Pour l'étude de la tempête Klaus, j'ai été amené à filtrer la marée ('detiding') de mes simulations à l'aide de l'analyse harmonique sur une période relativement courte (pour rappel : du 15/12/2008 au 28/02/2009 en prenant en compte un spin up de 15 jours). La question de la pertinence de cette approche sur une telle période s'est donc posée en termes de séparation des différentes harmoniques. Dans mon cas, ma série temporelle s'étend sur 74 jours. Les ondes telles que K_1 et O_1 sont parfaitement séparables, puisqu'elles se distinguent harmoniquement en 13.66 jours. Ce n'est pas le cas des ondes S_2 et K_2 qui se séparent en 182 jours. La parade à ce problème, implémentée dans le code « comodo-detidor » que j'ai utilisé est l'utilisation de la méthode des admittances. Cette méthode permet d'estimer l'amplitude complexe d'une onde par interpolation des amplitudes complexes, a priori connues, d'ondes voisines. Ces ondes voisines, dites « ondes-pivots » sont des ondes astronomiques. Dans le cas de non-séparation des ondes S_2 et K_2 par exemple, la méthode des admittances va permettre d'estimer l'amplitude complexe de l'onde S_2 à partir des amplitudes complexes des ondes astronomiques M_2 , N_2 , K_2 . Cela suppose deux choses : 1/ que les ondes « pivots » soient elles-mêmes séparables sur la période d'analyse et 2/ que le modèle les prenne en compte dans son forçage. Dans notre cas, la période est effectivement suffisante pour séparer les ondes pivots. Lorsque l'on souhaite detider sur une courte période de temps, il est donc préférable de s'assurer du type et du nombre d'ondes prises en compte dans le forçage du modèle, afin d'optimiser au mieux le filtrage du signal de la marée simulé par le modèle.

Detiding de la température et de la salinité

Une autre interrogation concerne le detiding de la température et de la salinité et en particulier l'effet des vitesses verticales sur la représentation du signal de marée en température (ou salinité) dans le modèle. L'effet de la marée sur la masse d'eau se traduit par des mouvements verticaux et horizontaux. La figure A.8a montre une coupe verticale de la température le 15 janvier 2009. Dans un premier temps, considérons que l'on se place au point indiqué par l'intersection de la ligne pointillée blanche et de la ligne rouge (nommé point « P »). Ce jour-là, le gradient vertical en ce point est faible. Les mouvements verticaux dus à l'effet de la marée ne seront donc pas associés à une variation importante de la température. Sur la série temporelle de la température en ce point, nous n'observerons donc peu voire pas d'oscillations (Fig.A.9). Plaçons-nous maintenant en condition de mélange vertical (Fig. A.8b du 19 janvier 2009). Dans le cas où le mélange se produit à la verticale du point considéré, les mouvements associés à la marée seront cette fois-ci accompagnés de variations de température. Cela se traduira par des oscillations sur notre série temporelle (Fig. A.9).

Le signal de marée en température en ce point sera donc intermittent et dépendra des conditions de mélange et des vitesses verticales associées. Par conséquent, lors du detiding, le signal résiduel sera

aliasé. Dans la situation que l'on a considéré ici, l'amplitude des oscillations durant un évènement de mélange (type tempête) sera atténuée, puisque moyennée sur la période, alors qu'elle sera surestimée en conditions « normale ». La situation peut être inversée (c'est-à-dire oscillations en période « stable » et pas d'oscillations en période de mélange), selon le point considéré.

Le même mécanisme s'applique pour les mouvements horizontaux. Dans ce cas, la présence ou non d'oscillations associées à la marée dépendra du gradient horizontal de température. Sur le plateau, la composante horizontale du mouvement des masses d'eaux sous l'effet de la marée prédomine sur le mouvement vertical, les variations de température seront donc plus sensibles au gradient horizontal alors qu'elles seront plutôt dépendantes du gradient vertical en zone plus profonde.

Une des solutions serait d'envisager un detiding « lagrangien », qui suivrait le mouvement des masses d'eau associée à la marée. Cela permettrait notamment de caractériser les variations de la température associées aux processus qui agissent aux mêmes fréquences de la marée, et qui sont de ce fait difficile à discriminer. Je pense par exemple aux refroidissements/réchauffements associés aux cycles diurnes.

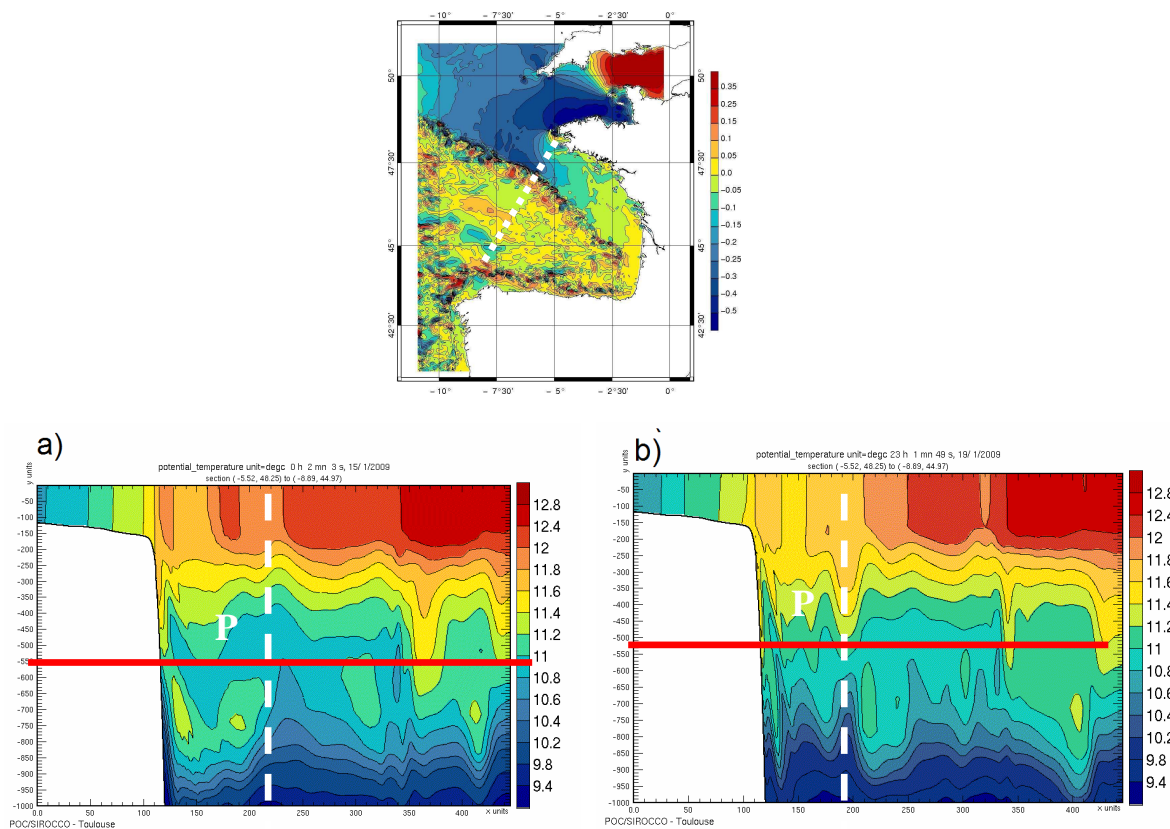


Fig. A.8 - Coupe verticale de la température (°C) le long de la section (5 52°O, 48.25°N – 8.89°O, 44.97°N) le 15 janvier 2009 (a) et le 19 janvier 2009 (b). La section est indiquée sur la carte du haut. Le point P est situé à l'intersection de la ligne rouge et de la ligne pointillée blanche.

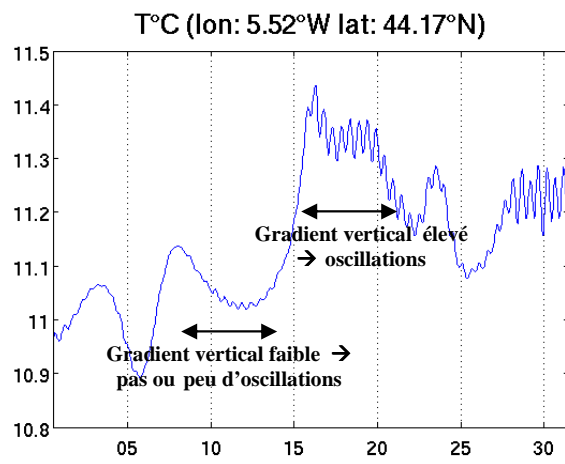


Fig. A.9 - Série temporelle de la température à la longitude 5.52°W, et à la latitude 44.17°N, illustrant le cas du point P.

Références de l'annexe

- Cambon, G., 2008. Etude numérique de la Mer d'Iroise : Dynamique, Variabilité du front d'Ouessant et Evaluation des échanges cross-frontaux. Phd thesis.
- Cheney, R., Miller, R., Agreen, R., Doyle, N., and J. Lillibridge, 1994. TOPEX/POSEIDON: The 2-cm solution, *J. Geophys. Res.*, **99**(C12), 24555-24564, 1994
- Mariette, V., Le Cann, B., 1985. Simulation of the formation of Ushant thermal front, *Continental Shelf Research*, Vol4. n°6. 637 - 660.
- Pairaud I, Lyard F, Auclair F, Letellier T, Marsaleix P, 2008. Dynamics of the semi-diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. Part 1 : barotropic tides, *Cont. Shelf Res.*, **28**, 1294-1315, doi: 10.106/j.csr.2008.03.004.
- Pairaud I, Auclair F, Marsaleix P, Lyard F, Pichon A., 2010. Dynamics of the semi-diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. Part 2 : baroclinic tides, *Cont. Shelf Res.*, **30**, 253-269, doi: 10.106/j.csr.2009.10.008.
- Pasquet A., 2011. Etude des mécanismes de dispersion en zone côtière. Application aux fronts tidaux en mer d'Iroise PhD thesis, Toulouse University, Toulouse, France.
- Ray, R.D., and P.L. Woodworth, 1997. Preface to Special Issue on Tidal Science, *Prog. Oceanogr.*, **40**, 1-6.
- Schott, F., 1977. On the energetics of baroclinic tides in the North Atlantic, *Ann. Geophys.*, **33**: 41-62.
- Schalx, M., and D. Chelton, 1995. Aliased errors in TOPEX/Poseidon sea surface height data, *J. Geophys. Res.*, **99**, 24761-24776.

Author: Gaëlle Herbert

Title: Modeling and observation of high frequency dynamics of the circulation in the Bay of Biscay.

Phd Supervisor: Florent Lyard

Co-advisor: Nadia Ayoub

Abstract

We analyse the variability of winter upper circulation in the southern Bay of Biscay from satellite and in situ observations and numerical simulations based on the SYMPHONIE code. We aim to get a better insight on the high frequency dynamics (a few hours to a few days) due to atmospheric forcing and estimate the adequacy of available tools to observe and simulate these processes. We first determine whether a coastal altimetric dataset (based on TOPEX/Poseidon and Jason-1 alongtrack data) can detect occurrences of a slope current (the Iberian Poleward Current, IPC). The results show the ability of altimetry to monitor IPC pulses under any atmospheric conditions or when the SST signature is weak, that makes it as an essential component for the IPC observing system in addition to satellite SST and mooring data.

Then, we analyse the ocean response to storm Klaus that occurred on January 24th 2009 and its representation in a numerical simulation. More specifically, we characterize the response in temperature and salinity and the vertical mixing processes, the response in surface currents and the surge associated to the windstorm. The realism of the numerical simulation to represent these processes is evaluated by comparisons with satellite and in situ observations. Besides, a large part of the study is dedicated to improve the numerical simulations making several tests on parametrisations.

Keywords: Coastal ocean circulation, Bay of Biscay, altimetry, SYMPHONIE numerical simulation, in situ observations, Iberian Poleward Current, atmospheric forcing, storm Klaus,

Physical Oceanography

Laboratoire d'Études Géophysique et Océanographie Spatiales
UMR5566 CNRS/UPS/CNES. Observatoire Midi-Pyrénées.
14 Av. Edouard Belin 31400 Toulouse, France

Auteur : Gaëlle Herbert

Titre : Modélisation et observation de la dynamique haute fréquence de la circulation du Golfe de Gascogne.

Directeur de thèse : Florent Lyard

Co-directrice : Nadia Ayoub

Résumé

Dans cette thèse je me suis intéressée à l'observabilité de la variabilité de la dynamique océanique de surface du Golfe de Gascogne à partir d'observations satellite et in situ et de simulations numériques basées sur le code SYMPHONIE. Les objectifs sont d'améliorer notre connaissance des processus haute fréquence (de quelques heures à quelques jours) forcés par l'atmosphère et d'évaluer l'adéquation des outils disponibles pour l'observation et la représentation de ces processus.

Dans une première approche, j'ai estimé la capacité d'un jeu de données altimétriques côtier à observer la variabilité de l'Iberian Poleward Current (IPC) durant l'hiver 2004. Les résultats ont montré qu'un tel jeu de données était capable de détecter les pulses de l'IPC et que l'altimétrie est un outil complémentaire aux observations de SST et in situ pour le suivi de l'IPC.

Dans une seconde approche, j'ai étudié la réponse de l'océan au passage de la tempête Klaus du 24 janvier 2009 simulée par le modèle. J'ai caractérisé la réponse en température et salinité et les processus de mélange associés, la réponse en courant de surface et le phénomène de surcote. Le réalisme du modèle a été évalué par comparaison avec des observations satellites et in situ. Une part importante de mon travail a été accordée à l'amélioration des performances de ma configuration du modèle avec la réalisation de tests sur les paramétrisations.

Mots clés: Circulation océanique côtière, Golfe de Gascogne, altimétrie, simulation numérique, observations in situ, Iberian Poleward Current, forçage atmosphérique, tempête Klaus.

Océanographie Physique

Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales
UMR5566 CNRS/UPS/CNES/IRD. Observatoire Midi-Pyrénées.
14 Av. Edouard Belin 31400 Toulouse, France