

Erreurs de prévision d'un modèle océanique barotrope du Golfe de Gascogne en réponse aux incertitudes sur les forçages atmosphériques : caractérisation et utilisation dans un schéma d'assimilation de données à ordre réduit

Julien Lamouroux

▶ **To cite this version:**

Julien Lamouroux. Erreurs de prévision d'un modèle océanique barotrope du Golfe de Gascogne en réponse aux incertitudes sur les forçages atmosphériques : caractérisation et utilisation dans un schéma d'assimilation de données à ordre réduit. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2006. Français. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-00107174⟩

HAL Id: tel-00107174

https://theses.hal.science/tel-00107174v1

Submitted on 17 Oct 2006

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.



HAL Authorization

UNIVERSITÉ TOULOUSE III - PAUL SABATIER

Ecole Doctorale des Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace
Formation Doctorale Océan, Atmosphère et Environnement

-oOOOo-

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE TOULOUSE III

Discipline : **Océanographie Physique**

présentée par

Julien LAMOUROUX

Erreurs de prévision d'un modèle océanique barotrope du Golfe de Gascogne en réponse aux incertitudes sur les forçages atmosphériques : caractérisation et utilisation dans un schéma d'assimilation de données à ordre réduit

Directeur de thèse	Pierre De Mey
Rapporteurs	Nadia Pinardi
	Pierre-Yves Le Traon
	Patrick Vincent

Soutenue le 17 février 2006 devant le jury composé de :

Serge Chauzy (Président)	LA, Toulouse
Pierre-Yves Le Traon	IFREMER, Brest
Patrick Vincent	IFREMER, Paris
Nicolas Picot	CNES, Toulouse
Eric Jeansou	NOVELTIS, Toulouse
Pierre De Mey	LEGOS/POC, Toulouse

Laboratoire d'**E**tudes en **G**éophysique et **O**céanographie **S**patiales
UMR5566-CNRS/UPS/CNES, Observatoire Midi-Pyrénées,
14 Av. Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

Remerciements

Le manuscrit que vous tenez si religieusement dans vos mains (...) vient conclure mon aventure doctorale, débutée en 2002. Celle-ci, riche en rebondissements et en intenses fluctuations de moral, fut l'occasion pour moi de faire la connaissance de très nombreuses personnes, aux côtés desquelles j'ai énormément appris. Je tenais à remercier ici celles qui ont le plus compté pour moi au cours de cette expérience, j'en oublierai probablement certaines, que celles là me pardonnent par avance et vous allez pas commencer à m'embêter.

En premier lieu, je veux remercier chaleureusement Pierre De Mey, mon encadrant au cours de cette thèse : merci à lui de m'avoir accueilli au sein de l'équipe de Dynamique Océanique du LEGOS et de m'avoir accordé sa confiance tout au long de ces trois années et quelques mois au laboratoire ; j'ai beaucoup appris à ses côtés, et nos discussions - qu'elles fussent scientifiques ou non - ont été pour moi très enrichissantes et toujours excitantes : l'assimilation de données, la culture islandaise, l'Océanographie, la musique électronique sont autant de sujets autour desquels nous étions susceptibles de discuter, ce qui était fort plaisant. Merci aussi pour son soutien pendant les derniers mois de thèse, qui furent quelques peu intenses. J'espère que notre collaboration perdurera encore longtemps.

J'adresse ici une pensée très amicale à la mémoire de Christian Le Provost, alors Directeur du LEGOS qui m'a accueilli lors de mon entrée en stage en mars 2002. Je remercie naturellement Patrick Monfray, Directeur du LEGOS, d'avoir poursuivi notre collaboration, ainsi que Richard Bru, Directeur de NOVELTIS, pour avoir accordé sa confiance à mon projet de thèse et pour m'avoir accueilli quelques mois au sein de son entreprise dans le cadre de la convention CIFRE régissant ma thèse.
Une thèse de doctorat n'implique bien sûr pas seulement l'étudiant et son Directeur ; mes remerciements vont donc aussi très directement à mes proches co-encadrants, Florent Lyard (LEGOS), Frédérique Ponchaut et Eric Jeansou (NOVELTIS) : merci à eux pour leur accueil, leur conseils et leur aide durant cette thèse.

Ce manuscrit de thèse fut lu et décortiqué par mes trois courageux rapporteurs, Nadia Pinardi (INGV, Bologne), Pierre-Yves Le Traon et Patrick Vincent (IFREMER), que je tiens vivement à remercier ici pour leurs critiques constructives, leurs remarques encourageantes et les discussions intéressantes que j'ai eues avec eux. Je remercie aussi Serge Chauzy (Laboratoire d'Aérologie) pour avoir présidé mon jury de soutenance et Nicolas Picot (CNES) pour y avoir pris part. Merci aussi à Nadia Ayoub (LEGOS) pour ses conseils et ses remarques lors de mes répétitions de soutenance.
Cette thèse s'est essentiellement déroulée au sein du Pôle d'Océanographie Côtière de Toulouse, dont je remercie chaleureusement l'ensemble des membres, dont Claude Estournel, Patrick Marsaleix et Francis Auclair. Les voies de la technologie informatique étant parfois impénétrables, je remercie aussi cordialement les informaticiens du LEGOS et du Laboratoire d'Aérologie, en

particulier Didier Gazin, Juan Escobar, Serge Prieur et Laurent Cabanas pour leur aide et leurs conseils précieux.

Enfin, cette aventure doctorale n'aurait été sans doute pas si belle sans la participation de l'ensemble des "jeunes" (étudiants, CDD et autres précaires) que j'ai eu la chance de connaître pendant ces trois ans : honneurs aux plus anciens, présents dès mes balbutiements dans le laboratoire (voire même au téléphone depuis Marseille ("oui, bonjour c'est Julien et Caroline de l'ESIM...")), je veux parler bien sûr des inénarrables Thierry Letellier (a.k.a. *"Thierry La France !"*), Laurent Roblou (a.k.a. *Laurent Romejko*) et Baptiste Mourre (a.k.a. *Mr Munch*) et de nos mémorables pauses-cafés, au cours desquelles le premier de ces messieurs, une canette de Cola à la main, nous assurait - je le cite de mémoire - que "les communistes mangeaient des enfants", ce à quoi le second, engoncé dans un blouson beige repoussant très loin les limites de la tolérance vestimentaire, répondait "non Thierry, je peux pas te laisser dire ça, ils ne les mangeaient pas, ils les vendaient", pendant que le troisième répétait des pas de samba sur l'air de "Cho-cho-cho-choleski", faisant ainsi onduler au vent sa coiffure légendaire, quoique improbable (coiffure que les indiens Pataxó-Há-Há-Háe du Brésil qualifient traditionnellement de "nid douillet du grand oiseau annonciateur du printemps"). Un grand merci à eux trois pour leur amitié et leur soutien. Je citerai ensuite sans détour le magnifique Bíel Jordà a.k.a *BiBi* (qui a révolutionné l'humour catalan avec sa blague anthologique "Macaroni, Macaroni ! !", et qui m'a enseigné les rudiments de l'espagnol (je sais dire "bonjour" : "buongiorno")), Alix Lombard (pour le dépaysement assuré qu'elle communiquait au retour de chacun de ces voyages), Erika Sternberg et Mathilde Faillot (pour leurs sourire éclatant et leurs commérages sur Karl Marx, bien secondées par Alix d'ailleurs), d'autres joyeux thésards du LEGOS parmi lesquels Guillaume Charria (ambassadeur international d'un groupe de ska au nom évocateur d'un suppositoire anti-constipation), Etienne, Frédéric, Charly, et d'autres encore du L.A. dont Claire (merci pour les discussions éclairantes !), Ivane, Aline, Bastien, Franck, Marie-Pierre, Christelle et Pierre ... Une spéciale dédicace à Marine et Alexis, Marc et Mumu, Clou et Romain, et aux barbecues mémorables utilisés de façon détournée pour communiquer avec les (rares) tribus Cheyenne de Toulouse.
Enfin, "last but not last, my umbrella is rich, and do you want a cup of tea ?" la joyeuse troupe du LEGOS, qui a insufflé un vent de gaminerie et de débilité profonde dans la file d'attente à la cantine : mille mercis à Matthieu Le Hénaff a.k.a. *Pâté* qui a brillament succédé à Baptiste dans la place de bêta-testeur officiel de mes calembourgs douteux dans le bureau A19 (et aussi pour ses propres calembourgs douteux, blagues et autres discussions autour de thèmes primordiaux, par exemple "est-ce que ça aurait marché si Claude Francois avait chanté "la chenille" de la Bande à Basile" ou "de l'impact comique de certaines manifestations corporelles sonores dans les standards de la chanson française"), Jérôme Bouffard a.k.a. *Boubou* (aussi pour les calembourgs, les blagues, les incroyables histoires autour de stars du show-biz qu'il a rencontrées (il a partagé un kebab avec Giant Cuckoo...), pour les "naja, naja", "très-très-très costaud" et les débats "pour ou contre le port de la moustache dans l'underground new-yorkais et de la chemisette à manches courtes avec un short"), Jean-Baptiste Sallée a.k.a. *Jibé* (aussi pour les

calembourgs (minables) et pour les imitations improbables et ridicules de ma personne basées sur l'utilisation d'une théière, d'une écharpe, de lunettes, et de bruits de chèvre, à la limite de l'outrageant et de l'infondé, faisant pourtant rire beaucoup de monde), Guillaume Valladeau a.k.a. *Vlallalaladladldo*(1) (pour le boutades et un nom proteïforme se prêtant aisément à des manipulations orthographiques hilarantes telles que (1) ou "V'là l'déo" ... hilarant), Laurent Bessières a.k.a. *le Bess* (pour les chemises intensément érotiques, la coiffure improbable (sa proche parenté avec Baptiste n'est pourtant pas encore prouvée à ce jour) et pour être passé me voir quasiment tous les soirs vers 20h à la fin de ma thèse ...), Lionel Renault a.k.a. *Yoyo le chilien aux yeux de fou* (pour les surnoms pisciesques ridicules qu'il me donnaient, et pour être parti au Chili), Monique Messié a.k.a. *Momo* (pour les discussions autour de la grimpe, sa candeur télévisuelle si rare de nos jours (elle ne sait pas qui est PPDA), et l'utilisation frénétique et quasiment pathologique d'un téléphone portable en guise d'appareil photo), Marielle Lacombe (pour les discussions autour de la grimpe aussi, les batailles de boules marrons de la cantine et autres crétineries autour de *Vlallalaladladldo* et l'éprouvante marmotte qui siffle), Charlotte (pour le côté pieds-nus et les discussions aux pauses clopes-café-thé), Claire Maraldi (pour le savon, la traîtrise infâme à la pétanque et les blagues de foot), Thomas Arsouze a.k.a. *Tempête* (pour son rôle actif d'ambassadeur de la culture Inuit, arborant en permanence un tee-shirt *Ablok* (littéralement *Vive le punk* en inuktitut)). Merci à vous tous, et comme dirait Frédéric Mercure, président du fan-club de Queen, "le spectacle doit aller dessus !" Grosses Bises aussi à Manu (la future star des falaises), Amandine, Annabelle, Thomas, Marie, sans oublier Bill P. Un grand merci à mes racines marseillaises Elric et Lucas pour leur compréhension, leur fidélité et leur soutien ... Une pensée aussi pour David, Fabrice, Samantha et Aurélie ... Merci aussi aux deux moutons Sophie et Lo pour les mojitos et les craniums, à Evelyne, Dev et Franck les "woisins" arnaqueurs en plein jour du 43 rue de luppé, aux toulousains des années 80 Erwann et Gwen, Christophe et Anca, Etienne, Rémi et Marie-Laure, aux plus ou moins "Lycée Thieristes" Gilles, Gwendo et Julien, et aux ESIMiens Steph ("I'm the Dude, man") et Yaya.

Je remercie plus qu'énormément mes parents, Gérard et Chantal, pour leur soutien sans faille depuis que je suis en âge d'être soutenu et pour m'avoir toujours fait confiance, et ce dans tout ce que j'entreprenais (sauf peut-être lorsque j'ai voulu rallier Marseille à Honolulu en pédalo), mon frère Florian, lui aussi pour son soutien et dont je suis très fier qu'il n'ait pas baissé les bras. Je remercie aussi pour leur soutien les autres membres de ma famille, Pépère et Ginette, Papi Lou et Mami Dédé, Nine, Pauline et Jérémy, les Michoux, Mimosa, Monique, Clément et Simon. Je remercie aussi chaleureusement la famille Ulses, Ruth, Wilfried, Christophe, Marie et William, eux aussi pour leur gentillesse et leur soutien depuis longtemps.
J'adresse aussi de grands remerciements à la famille Delcroix, Thierry, Cathy, et les gôsses Matthieu et Thibault, ainsi qu'à la famille Ploton, pour leur amitié qui dure maintenant depuis 15 ans et pour encore longtemps j'espère. Bises aussi à Jean-Claude, José et Marine.

Enfin, rien de tout ce j'ai vécu pendant cette aventure n'aurait été pareil sans la présence à mes côtés de Caroline ...

Table des matières

1 Introduction **1**

2 Dynamique océanique du Golfe de Gascogne et modélisation barotrope **9**

2.1 Objectifs du chapitre 10

2.2 Description générale 10

2.2.1 Caractéristiques géographiques 10

2.2.2 Conditions atmosphériques typiques 11

2.3 Dynamique océanique du Golfe de Gascogne 15

2.3.1 Circulation générale et courants 15

2.3.1.1 La circulation dans la zone profonde 15

2.3.1.2 La circulation sur le talus et le Plateau Continental 17

2.3.2 Dynamique barotrope 20

2.3.2.1 La marée 20

2.3.2.2 Réponse océanique au forçage atmosphérique 23

2.4 Modélisation océanique dans le Golfe de Gascogne 26

2.4.1 Le modèle MOG2D 26

2.4.1.1 Les équations du modèle 27

2.4.1.2 Les forçages 32

2.4.1.3 Termes dissipatifs supplémentaires 34

2.4.1.4 Conditions aux limites 36

2.4.1.5 Conditions initiales 36

2.4.2 Validation du modèle 36

2.4.3 Description de la simulation de référence 42

2.4.3.1 Réponse à la marée 43

2.4.3.2 Conditions atmosphériques et réponse au forçage en vent et pression 45

3 Caractérisation du sous-espace d'erreur du modèle par méthode d'ensemble 57

3.1 Objectifs 58

3.2 Méthodologie : perturbations des forçages atmosphériques 59

3.3 Génération des perturbations atmosphériques 64

3.4 Statistiques de l'ensemble océanique 65

3.4.1 Caractère gaussien des *pdfs* d'ensemble 65

3.4.2 Extension spatiale de la variance d'ensemble 65

3.4.3 Evolution temporelle locale de la variance d'ensemble 68

3.4.4 Temps d'oubli des conditions initiales 72

3.5 Domaine d'influence d'une observation - Covariances d'erreur du modèle 75

3.5.1 Représenteurs et domaines d'influence d'une observation 75

3.5.1.1 Domaine d'influence 76

3.5.1.2 Evolution temporelle 78

3.5.2 Représenteurs mixtes océan-atmosphère 81

3.6 Génération des EOFs d'ensemble multivariés 83

3.6.1 Génération des EOFs d'ensemble 84

3.6.1.1 Algorithme de calcul 84

3.6.1.2 Normalisation 85

3.6.1.3 Visualisation et interprétation 85

3.6.2 Convergence des EOFs d'ensemble 88

4 Mise en place de l'assimilation de données 91

4.1 Objectifs 92

4.2 Généralités sur l'assimilation de données 92

4.2.1 Concepts de base 92

4.2.2 Formalisme du problème 93

4.2.2.1 Définitions 93

4.2.2.2 Erreurs associées 94

4.2.3 Assimilations séquentielle et variationnelle 95

4.2.3.1 BLUE 96

4.2.3.2 Schémas séquentiels 97

4.2.3.3 Schémas variationnels 100

4.2.4 Assimilation de données en zone côtière 100

4.2.5 Exigences particulières liées à l'assimilation de données dans un contexte opérationnel 101

4.3 Le système d'assimilation de données SEQUOIA - noyau MANTA 103

4.3.1 Noyau MANTA 103

4.3.2 Interface avec le modèle océanique - performances numériques 106

4.4 Protocole d'expériences jumelles 106

4.4.1 Principe 106

4.4.2 Diagnostics de performance 107

4.4.2.1 Cohérence interne : minimum de la fonction coût 107

4.4.2.2 *rms* et corrélation 108

4.4.2.3 Récapitulatif 110

4.5 Description des différents réseaux d'observation 110

4.5.1 Réseaux de marégraphes 111

4.5.2 Réseaux de satellites 111

4.5.3 Réseaux de radars HF et bouées eulériennes 117

5 Contrôle de l'erreur du modèle en présence d'erreurs dans les forçages atmosphériques 119

5.1 Objectifs 120

5.2 Simulations *libre* et *contrôle* 120

5.3 Simulation assimilée de référence 127

5.3.1 Paramètres de la configuration de la simulation assimilée de référence . 127

5.3.2 Analyse de la simulation assimilée de référence 128

5.4 Sensibilité aux paramètres de la configuration 143

5.4.1 Sensibilité de la solution de référence au pas de temps d'analyse 143

5.4.2 Impact de la modélisation des statistiques d'erreurs de prévision 149

5.4.3 Sensibilité à la variance d'erreur de prévision 153

5.4.4 Corrections atmosphériques 157

6 Potentiel de correction des réseaux d'observation 163

6.1 Objectifs 164

6.2 Potentiel de correction de réseaux marégraphiques 164

6.2.1 Structure spatiale et efficacité de la correction à un instant donné 164

6.2.2 Evolution temporelle de la solution assimilée 170

6.2.3 Statistiques spatio-temporelles sur le contrôle de l'erreur 171

6.3 Réseaux de satellites 174

6.3.1 Corrections obtenues pour un seul satellite 174

6.3.1.1 Structure spatiale et efficacité de la correction à un instant donné174

6.3.1.2 Evolution temporelle de la solution assimilée 178

6.3.2 Performances d'une constellation de satellites 181

6.3.2.1 Structure spatiale et efficacité de la correction à un instant donné181

6.3.2.2 Evolution temporelle de la solution assimilée 184

6.3.3 Statistiques spatio-temporelles sur le contrôle de l'erreur 185

6.4 Réseaux de radars et bouées 188

6.4.1 Structure spatiale et efficacité de la correction à un instant donné 188

6.4.2 Evolution temporelle de la solution assimilée 191

6.5 Combinaisons des réseaux 193

6.5.1 Performances des configurations marégraphes+satellites 193

6.5.2 Performances des réseaux marégraphes/radars+bouées 195

6.5.3 Réseau global 196

6.6 Récapitulatif des statistiques spatio-temporelles sur le contrôle de l'erreur . . . 198

Conclusions **201**

Liste des figures **209**

Liste des tableaux **219**

Références **221**

Abstract **229**

Résumé **230**

Chapitre 1

Introduction

En 1997, près de 37 % de la population mondiale vivait, à l'échelle globale, dans une bande côtière large d'une centaine de kilomètres (Cohen *et al.*, 1997). Cette frange côtière représentant légèrement moins de 19 % de la surface continentale mondiale, la densité moyenne de population vivant en bordure des océans était de l'ordre de 80 personnes par km^2, soit deux fois la moyenne à l'échelle mondiale. Cette réalité a très probablement évolué depuis, et certainement à la hausse. La région côtière et son développement démographique représentent donc un enjeu majeur, à la fois scientifique, écologique et sociétal. Ecologique et sociétal tout d'abord, car la pression humaine sur l'environnement océanique côtier et littoral provoque immanquablement une dégradation des écosystèmes présents, et par la même une pression environnementale sur les populations résidantes ; les exemples sont nombreux : citons les différentes pollutions d'origine anthropique (le trafic pétrolier et les dérives de nappes d'hydrocarbures souvent associées, les rejets industriels, urbains ou ruraux), la pêche sur-intensive et la raréfaction de certains poissons, l'apparition d'espèces animales ou végétales dites "envahissantes". D'autre part, l'élévation moyenne du niveau de la mer (Lombard *et al.*, 2005) et les phénomènes météorologiques intenses associés au changement climatique, fait maintenant avéré et admis, représentent aussi de sérieuses menaces pour nombre de populations vivant en zone littorale. D'un point de vue scientifique, l'observation, l'analyse et la compréhension des différents processus océaniques bio-géophysiques se développant en zone côtière revêtent donc un caractère, sinon urgent, du moins nécessaire, pour appréhender et répondre aux différents problèmes présentés ci-dessus.
La bonne connaissance de ces processus océaniques implique notamment une étude approfondie de la dynamique océanique côtière, tâche qui s'avère complexe de par la diversité des forçages mis en jeu : la marée, l'impact du vent et de la pression atmosphérique, les différents flux à l'interface air/mer (de chaleur, d'eau douce (pluie/évaporation) et biogéochimiques), les apports hydrologiques continentaux et le forçage de la circulation à grande échelle génèrent autant de processus dynamiques et thermodynamiques participant tous à l'établissement d'une réponse océanique globale. D'autre part, l'impact de la topographie et du trait de côte ont

plus d'influence sur la dynamique, impliquant la présence de processus non linéaires associés à des échelles spatiales réduites (de l'ordre de 1 à 100 km) par rapport à celles rencontrées dans l'océan hauturier. De même, les échelles temporelles mises en jeu évoluent dans une gamme très large, de la saison (avec par exemple le développement dans le Golfe de Gascogne de tourbillons méso-échelles - dit 'SWODDIES' - mis en évidence par Pingree and Le Cann (1992a)) à l'heure (cas des ondes de tempêtes et des seiches) et même la seconde (propagation de la houle, tsunamis).

L'observation de l'océan est le moyen naturel d'étudier et de comprendre les processus dynamiques mis en jeu. Dans la frange côtière, les mesures proviennent d'enregistrements *in situ*, tels que les réseaux marégraphiques qui fournissent historiquement des séries de données précises et nombreuses, de bouées ancrées, généralement instrumentées par des organismes tels que les *Puertos del Estado* en Espagne, ou de radars HF, mesurant les courants de surface, et expérimentés notamment sur les côtes françaises par exemple dans le détroit du Pas-de-Calais, ou dans la Baie du Mont Saint-Michel. L'essor des technologies spatiales, et notamment altimétriques, rend aussi possible l'observation depuis l'espace de nombreux signaux physiques tels que la concentration en chlorophylle, la température de l'eau ou les variations du niveau de la mer. En regard des échelles spatio-temporelles à prendre en compte, ces observations ne sont cependant pas suffisantes pour expliquer précisément les processus physiques rencontrés, notamment ceux se développant dans les hautes fréquences : Jacobs *et al.* (1998) indiquent ainsi qu'il n'est pas possible d'examiner l'évolution temporelle de la réponse du niveau de la mer à un coup de vent, réponse qui se développe en l'espace d'une journée, par le biais de mesures altimétriques journalières.

La modélisation numérique s'avère alors d'un grand secours. En résolvant les équations physiques régissant la dynamique de l'océan, ces modèles fournissent aux scientifiques des renseignements sur la génération, le développement spatial et le devenir des structures océaniques. Cependant, ces modèles possèdent aussi leurs limitations, inhérentes au simple fait que "tous les modèles sont faux" (Talagrand in Prague, 2005) : leur précision dépend de la discrétisation spatiale et temporelle des équations physiques, et des différentes approximations effectuées, qui impliquent inéluctablement un biais par rapport à la réalité, et donc des erreurs de modélisation. Le travail présenté dans ce manuscrit s'inscrit alors dans un cadre général d'**étude des erreurs d'un modèle océanique implémenté en zone côtière**.

De façon naturelle, la combinaison des deux sources d'information précédentes devrait nous fournir une image de l'océan plus cohérente avec la réalité ; la mise en place d'une telle méthode d'**assimilation de données** permet en effet de corriger efficacement les erreurs se développant dans le modèle numérique, en prenant en compte les informations contenues dans les observations et en les propageant de façon physiquement cohérente dans le modèle.

Par ailleurs, le besoin de tels systèmes intégrant prédiction numérique et contrainte par les observations est bel et bien réel, en regard des problématiques scientifiques, écologiques et humaines citées ci-dessus. Dans une **utilisation opérationnelle**, ceux-ci doivent être peu coûteux en terme de ressources numériques, mais assez robustes pour une utilisation en temps réel ou quasi-réel. Ils peuvent notamment être mis en place pour prévoir l'évolution du niveau de la

mer ou participer à l'évaluation de scénarios d'urgence dans le cas de catastrophes naturelles (provoquées par des événements météorologiques ou océaniques extrêmes, comme dans le cas de cyclones et de tsunamis) ou industrielles (marées noires, pollutions chimiques, etc...). Plusieurs systèmes opérationnels d'assimilation de données ont été mis en place dans la décennie passée, tels que les systèmes **HOPS** (**H**arvard **O**cean **P**rediction **S**ystem ; Robinson *et al.*, 1998) aux Etats-Unis ou **MERCATOR**, **MFS** (**M**editerranean **F**orcasting **S**ystem ; Pinardi *et al.*, 2003 ; Demirov *et al.*, 2003) et **ADRICOSM** (à l'échelle de la Mer Adriatique ; Zavatarelli and Pinardi, 2003) en Europe. La communauté scientifique impliquée dans le développement du projet MERCATOR a déjà réfléchi aux exigences requises par ce type de système opérationnel (De Mey, 1998).
De manière générale, l'assimilation de données vise à estimer l'état le plus probable de l'océan sous forme modélisée, en considérant à la fois les informations sur la dynamique prévue par ce modèle et celles apportées par les observations, tout en tenant compte des erreurs associées à chacune de ces sources d'information (Robinson *et al.*, 1998). La correction $\delta\mathbf{x}^f$ apportée à l'état prévu $\mathbf{x}^f$ par le modèle peut alors s'exprimer sous la forme suivante :

$$\delta\mathbf{x}^f = \mathbf{K}\,\delta\mathbf{y} \tag{1.1}$$

expression dans laquelle $\delta\mathbf{y}$ représente les différences entre observations et variables du modèle, et $\mathbf{K}$ est la matrice de gain ; cette dernière s'exprime généralement comme fonction des matrices de covariances d'erreur de prévision du modèle $\mathbf{P}^f$ (ces erreurs de prévision représentent les écarts entre la simulation et la réalité) et de covariances d'erreur d'observation $\mathbf{R}$, selon la relation :

$$\mathbf{K} = \mathbf{P}^f\mathbf{H}^T\Big[\mathbf{H}\mathbf{P}^f\mathbf{H}^T + \mathbf{R}\Big]^{-1} \tag{1.2}$$

où $\mathbf{H}$ est l'opérateur d'observation, assurant le lien entre l'espace du modèle et celui des observations. Il apparaît donc ici que le concept d'erreur est central dans le problème d'assimilation ; notamment, la précision avec laquelle les covariances d'erreur du modèle, *a priori* inconnues, seront décrites va conditionner la qualité de la correction apportée au modèle. En zone côtière, de nouvelles difficultés apparaissent alors : les hypothèses simplificatrices d'homogénéité, de stationnarité et d'isotropie des covariances d'erreurs, souvent acceptables pour les processus hauturiers, ne sont plus valables dès lors que l'on s'approche des côtes (Robinson *et al.*, 1998 ; Echevin *et al.*, 2000 ; Auclair *et al.*, 2003 ; Mourre *et al.*, 2004, 2006 ; Jordà Sanchez, 2005), notamment du fait des contraintes géomorphologiques et des couplages entre processus physiques plus importants (De Mey, 2001). Une étude spécifique et préalable des erreurs du modèle est donc requise afin de **caractériser au mieux les structures covariantes d'erreurs du modèle dans la zone d'intérêt**, et assurer ainsi l'efficacité du schéma d'assimilation de données. Ce traitement en amont peut s'avérer fastidieux mais demeure cependant nécessaire.

La zone d'intérêt considérée dans cette étude est celle du Golfe de Gascogne, étendue à certaines régions dynamiquement liées telles que la Manche, la Mer Celtique et le bord ouest du plateau irlandais. Cette région présente une diversité intéressante de configurations géographiques

côtières : elle regroupe ainsi une zone profonde au large des côtes espagnoles et françaises (environ 4000 m de profondeur), une région de plateau largement ouvert sur le large, à l'image du plateau continental, étroit le long de la côte nord espagnole et s'élargissant devant les côtes atlantiques françaises, et la Manche où la faible profondeur et la présence des côtes influent fortement les processus dynamiques s'y développant. Il en résulte une dynamique océanique très riche, aussi bien à l'échelle saisonnière, avec le développement d'un courant de pente dit de la 'Navidad' (Pingree and Le Cann, 1992b) le long du talus continental, ou des SWODDIES précédemment mentionnés, qu'aux plus hautes fréquences (inférieures à la dizaine de jours) pour lesquelles cette dynamique est essentiellement dominée par la marée barotrope et la réponse aux forçages météorologiques. Dans cette dernière gamme de fréquences, le forçage tidal et atmosphérique induit des variations du niveau de la mer et des vitesses particulièrement importantes ; il peut être responsable, sous certaines conditions atmosphériques sévères, de phénomènes de surcote, pouvant provoquer localement des dégâts importants ou menacer des installations industrielles à risque, telles que la centrale du Blayais située dans l'estuaire de la Gironde, et partiellement inondée lors des tempêtes exceptionnellement intenses de décembre 1999. Nous avons fait ici le choix de nous placer dans cette gamme de fréquences, et de nous concentrer **sur la réponse océanique barotrope haute fréquence à la marée et au forçage atmosphérique**.

Le modèle considéré dans cette étude est le **modèle barotrope MOG2D**, conçu pour représenter les ondes de gravité générées par le potentiel astronomique et les forçages météorologiques. Il est basé sur un modèle initialement développé par Lynch and Gray (1979), puis adapté par Greenberg et Lyard (comm. pers.). Le domaine est discrétisé spatialement en Eléments Finis triangulaires, ce qui permet notamment de raffiner l'étude de la dynamique dans des zones critiques, telles que les régions situées au dessus de forts gradients topographiques ou proches de côtes au relief complexe, en augmentant localement la résolution spatiale du maillage obtenu (ce qui se traduit donc par une diminution de la taille des éléments de discrétisation). Cette caractéristique présente donc un avantage certain pour la modélisation océanique en zone côtière, telle que nous l'abordons dans cette étude. Comme pour tout modèle, les solutions générées par MOG2D sont entachées d'erreur ; mises à part celles inhérentes à la discrétisation spatio-temporelle des lois physiques du milieu, ces erreurs, dans le cas d'un modèle barotrope, sont essentiellement induites par les incertitudes sur la représentation des forçages extérieurs, tels que la bathymétrie, les forçages atmosphériques, la définition des conditions aux limites et initiales ou la définition du coefficient de viscosité. Baptiste Mourre a consacré sa thèse de doctorat, réalisée de 2001 à 2004 au sein du Pôle d'Océanographie Côtière de Toulouse, à l'étude de l'impact des erreurs de bathymétrie sur la dynamique barotrope du modèle MOG2D principalement en Mer du Nord, et le contrôle potentiel de l'erreur océanique résultante par assimilation de données provenant de configurations altimétriques et marégraphiques simulées, à l'aide d'un Filtre de Kalman d'Ensemble (voir aussi Mourre *et al.*, 2004 et Mourre *et al.*, 2006). Son travail met notamment en lumière d'importantes erreurs induites dans le modèle, évoluant temporellement selon différents régimes dépendants fortement des conditions atmosphériques et de la zone géographique. Par ailleurs, les erreurs bathymétriques dont il a étudié l'impact

sur la modélisation étaient révélées par l'action du forçage météorologique, qui, en déplaçant les masses d'eau au dessus de topographies erronées, génère une réponse différente de la réalité. Or, le forçage atmosphérique appliqué au modèle est composé de champs de pression et de vent à 10 m, issus de modèles météorologiques eux-mêmes entachés d'erreurs. Ces incertitudes dans la modélisation de la dynamique atmosphérique - qui ne sont pas explicitement étudiées dans notre étude - sont notamment caractérisées par les variances d'erreurs de prévision, et sont, dans le cas du modèle ARPEGE de Météo-France, d'environ 1.4 hPa^2 et 4 $m^2.s^{-2}$ pour la pression atmosphérique et le vent à 10 m (Loïk Berre (CNRM), comm. pers.). De telles erreurs sont susceptibles de générer des erreurs non négligeables dans les solutions du modèle : l'erreur caractéristique de pression de 1.2 hPa mentionnée ci-dessus peut se traduire en première approximation par une erreur de 1.2 cm *via* la relation de Baromètre Inverse ; d'autre part, une définition approximative de la trajectoire d'une dépression atmosphérique peut entraîner une génération d'ondes de gravité incohérentes avec la réalité. Peu de travaux ont été consacrés à l'étude de l'impact des incertitudes dans les forçages atmosphériques sur la dynamique de modèles barotropes en zone côtière ; à plus grande échelle, Andreu Burillo *et al.* (2002) montrent, dans le cas d'un modèle 3D méso-échelle (OPA8) implémenté dans la zone des Açores-Madère, que les erreurs de prévision de température générées dans le modèle en réponse aux incertitudes sur le vent sont principalement localisées au sommet de la thermocline modélisée, et que leur distribution sur l'horizontale est conditionnée par les erreurs associées sur l'advection horizontale. Mais la transposition du problème en zone côtière n'a pas été documentée.

Cette étude vise à contribuer à la mise en place de systèmes d'assimilation de données simples mais dynamiquement robustes, appliqués à la prévision du niveau de la mer. Les **objectifs de notre étude** sont donc

(1) de **définir et appliquer une méthodologie pour caractériser les erreurs du modèle barotrope MOG2D (implémenté en zone côtière) en réponse aux incertitudes sur les forçages atmosphériques**,

(2) d'**examiner les conditions du contrôle du sous-espace d'erreur du modèle par assimilation de données** en utilisant les estimations de ces erreurs.

Pour répondre à ses objectifs, notre étude s'est déroulée en quatre principales étapes, exposées ci-dessous.
Dans un travail préliminaire à l'étude des erreurs du modèle induites par les incertitudes atmosphériques, nous nous sommes attachés à décrire les principaux processus barotropes se développant dans la zone d'étude, en réponse au forçage atmosphérique (la marée est prise en compte dans cette étude, mais considérée comme processus de fond). Cette étape préliminaire permet notamment de caractériser les processus dynamiques dominants induit par l'atmosphère, se développant durant la période d'étude (du 16 novembre au 1^{er} décembre 1999), et susceptibles d'être perturbés par la suite. Une validation du modèle aura été effectuée au préalable par comparaison statistique des séries temporelles modélisées aux enregistrements

marégraphiques disponibles sur la zone.
La deuxième étape est consacrée à la définition et l'implémentation d'une méthodologie robuste pour caractériser les structures d'erreurs du modèle induites par les erreurs dans le forçages atmosphériques ; celle-ci est basée sur l'utilisation d'une modélisation stochastique de ces erreurs, sous la forme de **méthode de simulations d'ensemble** : à partir d'un ensemble de réalisations du modèle pour lesquelles un ou plusieurs paramètres sont perturbés (dans le cas qui nous concerne, seuls les forçages atmosphériques sont perturbés), cette méthode permet d'estimer les statistiques des erreurs de prévision du modèle - et leur évolution - sous la forme de statistiques d'ensemble : la moyenne de l'ensemble des trajectoires perturbées s'interprète alors comme la meilleure estimation de l'état océanique, et la dispersion de l'ensemble autour de cette moyenne comme une mesure de l'erreur du modèle, relativement à cette moyenne (Evensen, 2003). Cette méthode est particulièrement bien adaptée au problème d'estimation des covariances d'erreurs du modèle en zone côtière, puisque les statistiques d'erreur sont obtenues à partir des caractéristiques propres de la dynamique côtière du modèle en réponse à la source d'erreurs étudiée ; aucune hypothèse simplificatrice sur la dynamique du modèle n'est donc requise, et les nombreuses sources potentielles d'erreurs des modèles côtiers, une fois identifiées, peuvent ainsi être aisément étudiées (Auclair *et al.*, 2003). Cette méthode a été largement utilisée dans les problématiques d'assimilation de données (Jordà Sanchez, 2005), et notamment par le biais du Filtre de Kalman d'Ensemble (Evensen, 2003 ; Mourre, 2004 ; Mourre *et al.*, 2004, 2006). Dans notre étude, le paramètre d'intérêt est le forçage météorologique en vent et pression, que nous perturbons en nous basant sur les travaux de Auclair *et al.* (2003) ; on accède ainsi aux structures spatiales et à l'évolution temporelle des erreurs du modèle, en réponse à la source d'erreur considérée ; les variances et covariances des erreurs du modèle peuvent ainsi être caractérisées par les variances et covariances d'ensemble, ou encore par des EOFs d'ensemble. Plusieurs questions se posent alors :

- **Quelles sont les structures spatiales des erreurs étudiées ?**
- **Dans quelle mesure les statistiques d'erreur obtenues vont-elles évoluer dans le temps ?**
- **Que reste-t-il des hypothèses simplificatrices communément admises en zone hauturière ?**

Une fois les statistiques d'erreur ainsi estimées, leur utilisation pour contraindre le modèle avec des données peut être abordée. Pour ce faire, le modèle océanique est couplé à un schéma d'assimilation de données. Le schéma retenu, SEQUOIA, développé par De Mey (2005, comm. pers.), est séquentiel et associé à un noyau d'analyse par **Interpolation Optimale à Ordre Réduit**, MANTA (De Mey (2005, comm. pers.)). Notamment, les statistiques d'erreur précédemment obtenues sous la forme d'EOFs d'ensemble sont utilisées pour modéliser la matrice de covariances des erreurs du modèle ; le coût des étapes d'analyse s'en trouve donc réduit, et l'extrapolation depuis les points d'observation réalisée par l'assimilation de données se fait de manière multivariée, réaliste et cohérente avec les différents processus présents dans le modèle. Dans cette

configuration, nous posons les questions suivantes :

- **Quels types de diagnostic peut-on utiliser pour caractériser les performances du système ?**
- **L'utilisation des statistiques d'erreur calculées sous forme d'EOFs d'ensemble permet-elle de contraindre efficacement le modèle ?**
- **Dans quelle mesure des statistiques d'erreurs indépendantes du temps peuvent-elles permettre de contrôler le développement de ces erreurs ?**
- **Est-il suffisant de corriger les seules variables océaniques pour assurer un contrôle efficace de ces erreurs ?**

Il s'agira notamment dans cette étape de définir une configuration d'étude menant à la définition d'un premier prototype scientifique de système de prévision du niveau de la mer, compte tenu des réponses que nous obtiendrons à ces questions.

Enfin, dans une dernière étape, le système d'assimilation ainsi défini est testé dans le cadre d'**OSSEs** (Observing-Systems Simulation Experiments, Arnold *et al.*, 1986). En se plaçant dans un cadre d'expériences jumelles, il s'agit ici d'estimer à la fois la capacité du système d'assimilation considéré à réduire l'erreur du modèle grâce aux données simulées provenant de réseaux d'observations existants ou futurs, et réciproquement de mesurer les performances de différents réseaux en estimant le pourcentage de l'erreur modèle qu'ils permettent de corriger. Initialement développées pour des applications météorologiques (Charney *et al.*, 1969), elles sont désormais appliquées au domaine océanographique, et permettent notamment de tester des scénarios de configurations altimétriques (Verron, 1990 ; Mourre, 2004). Dans notre cas, les réseaux d'observations que nous avons simulés combinent des mesures *in situ* de niveau de la mer et de vitesses supposées moyennées sur la colonne d'eau, provenant de marégraphes et bouées ancrées existantes, et de radars HF susceptibles d'être installés en zone côtière, et des mesures altimétriques simulées à partir des traces de passage de satellites volant encore à ce jour. Dans la configuration d'étude optimale définie dans la précédente étape, nous tenterons d'estimer **quels types de donnée et de réseau d'observation sont efficaces pour contrôler les erreurs du modèle**.

Ce manuscrit est organisé comme suit. Le chapitre 2 est consacré à la caractérisation de la dynamique du Golfe de Gascogne, et la mise en place d'une modélisation barotrope réaliste dans la zone d'étude. Une caractérisation du sous-espace d'erreur du modèle dues aux incertitudes sur les forçages atmosphériques est menée dans le chapitre 3. La partie 4 présente les différents outils nécessaires à la mise en place du système d'assimilation de données. Nous examinons ensuite au chapitre 5, le contrôle de l'erreur du modèle en présence d'erreurs dans les forçages atmosphériques, dans le cadre d'une expérience d'assimilation de référence, et nous réalisons plusieurs expériences de sensibilité de cette configuration à différents paramètres d'intérêt. Puis, l'apport de réseaux d'observations réalistes est estimé dans le chapitre 6. Enfin, les différentes

questions soulevées ici sont reprises à la lumière des conclusions intermédiaires de l'étude, et les perspectives qui découlent de ce travail concluent ce manuscrit.
Par ailleurs, un article synthétisant la majorité des résultats de cette étude a été rédigé en vue d'une publication au *Journal of Geophysical Research - Oceans* (Lamouroux *et al.*, 2006).

Chapitre 2

Dynamique océanique du Golfe de Gascogne et modélisation barotrope

Sommaire

2.1 Objectifs du chapitre 10
2.2 Description générale 10
2.2.1 Caractéristiques géographiques 10
2.2.2 Conditions atmosphériques typiques 11
2.3 Dynamique océanique du Golfe de Gascogne 15
2.3.1 Circulation générale et courants 15
2.3.2 Dynamique barotrope 20
2.4 Modélisation océanique dans le Golfe de Gascogne 26
2.4.1 Le modèle MOG2D 26
2.4.2 Validation du modèle 36
2.4.3 Description de la simulation de référence 42

2.1 Objectifs du chapitre

Le Golfe de Gascogne a été choisi comme zone privilégiée de notre étude qui s'inscrit dans celle, plus globale, de l'estimation et la correction des erreurs de prévision des modèles d'océan dans le domaine côtier et de plateau. Ce premier chapitre vise à présenter les caractéristiques géographiques de la zone d'étude, une description des conditions atmosphériques typiques sur cette zone, ainsi que les spécificités de la dynamique côtière dans le Golfe de Gascogne. La mise en place d'une configuration réaliste de modélisation de la dynamique océanique en réponse aux forçages atmosphériques est enfin présentée.

2.2 Description générale

2.2.1 Caractéristiques géographiques

Le Golfe de Gascogne, situé approximativement par 43°N à 49°N et 13°W à 1°W, est un Golfe largement ouvert sur l'océan. Il présente un étroit plateau continental orienté est-ouest face aux côtes nord espagnoles, qui s'élargit en un plateau continental français, orienté sud-nord, puis sud-est/nord-ouest (*figure 2.1*). Ce plateau continental comprend donc deux zones de gradients bathymétriques géographiquement bien distinctes, l'une orientée principalement suivant les latitudes (dans la partie sud) et l'autre, dans la partie est, selon les longitudes ; cette caractéristique topographique est susceptible d'affecter non seulement la circulation générale, mais aussi la nature des gradients physiques et biologiques (Koutsikopoulos and Le Cann, 1996). La largeur du plateau varie fortement sur les quelques 1200 km de côtes bordant le Golfe : dans la partie nord du Golfe, le *Plateau Armoricain*, délimité au nord par l'entrée de la Manche et au sud par le *Plateau de Rochebonne*, mesure de 180 à 150 km de large (et s'étend sur environ 300 km) ; plus au sud, la largeur du plateau se rétrécit à 150-50 km sur le *Plateau Aquitain* sur environ 260 km. La largeur du plateau se réduit très fortement au niveau de Cap Breton (au sud du *Plateau de Landes*) pour ensuite atteindre une valeur de 30 à 40 km sur la Côte Cantabrique.

Le talus continental, qui marque la transition entre le plateau continental et l'océan profond, présente une faible pente dans sa partie nord (de l'ordre de 0.12%) ; celle-ci augmente dans la partie sud du fait de la proximité des côtes du talus continental.
Le talus est parcouru de vallées et de canyons sous-marins, dont certains sont particulièrement saillants, tels que le canyon de Cap Breton, dont l'isobathe de profondeur 1000 m se trouve à peine à 3 km de la côte. Ces canyons sont des voies naturelles d'échanges hydrodynamiques et sédimentologiques entre le plateau continental et l'océan (Durrieu de Madron *et al.*, 1999).
La zone choisie pour notre étude, présentée sur la *figure 2.12*, n'est pas limitée au Golfe de

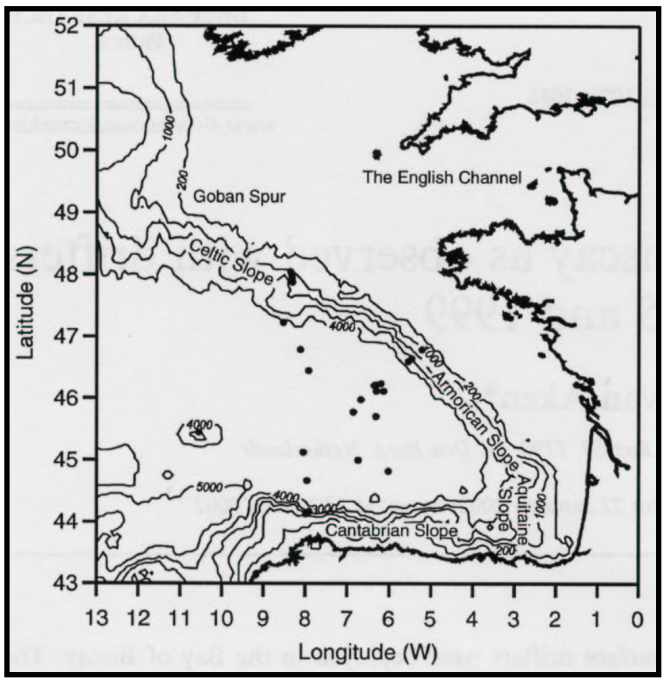


Fig. *2.1* – *Le Golfe de Gascogne - d'après Van Haken (2002)*

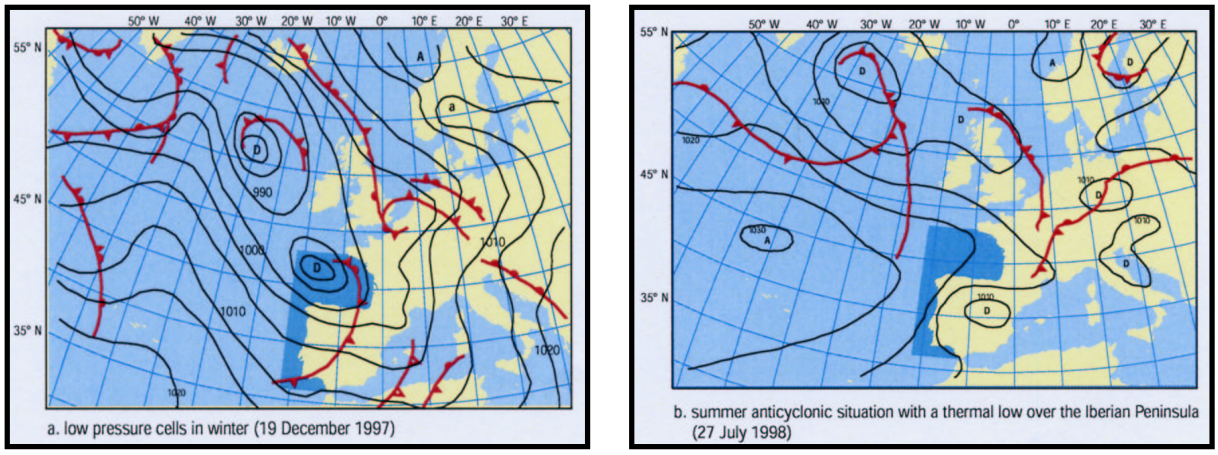
Gascogne au sens strict, mais inclut aussi des zones dynamiquement liées à l'ouest et au nord, telles que la Manche et le bord nord-ouest du plateau continental.

2.2.2 Conditions atmosphériques typiques

A l'échelle du bassin nord-est Atlantique, la circulation atmosphérique est contrainte par l'existence de deux systèmes d'activités : un système anticyclonique au sud des 40¡N centré à proximité de l'archipel des Açores (l'"anticyclone des Açores"), et un système dépressionnaire, la "dépression d'Islande", centré entre l'Islande et le Groënland, à environ 60°N.

On distingue alors deux principaux régimes atmosphériques saisonniers (*figure 2.2*) :

- en hiver, la dépression d'Islande se creuse, et s'étend vers le Sud du bassin, repoussant légèrement l'anticyclone des Açores au Sud. Le gradient de pression atmosphérique qui s'intensifie entre ces deux systèmes, est alors orienté Nord-Sud, favorisant ainsi un régime de vents forts orientés à l'Ouest/Sud-ouest (*figure 2.2-a*) ; il favorise aussi la génération de perturbations qui se déplacent vers l'Ouest, accompagnées de vents forts, et induisant une forte houle.
- en été, la dépression d'Islande se comblant, l'anticyclone des Açores remonte légèrement au Nord/Nord-ouest en s'étendant vers le Golfe de Gascogne (*figure 2.2-b*). La ligne de passage des perturbations est alors décalée au Nord des ëles Britanniques. Sur le Golfe, les vents,



(a) **(b)**

Fig. *2.2 – Situation atmosphérique typique* ***(a)*** *de la période hivernale (19 décembre 1997) et* ***(b)*** *de la période estivale (27 juillet 1998) - Pression atmosphérique (D'après rapport OSPAR 2000)*

moins intenses et plus réguliers, passent au secteur Ouest/Nord-ouest.

A l'échelle plus locale, la climatologie du Golfe de Gascogne est alors fortement influencée par les variations spatio-temporelles de ces deux centres d'actions, et par conséquent revêt un caractère saisonnier très marqué : on distingue essentiellement deux grandes périodes à l'échelle annuelle : une période hivernale, courant de la mi-automne à la mi-printemps, et une période estivale, de la mi-printemps à la mi-automne.

En **période hivernale**, quatre types de temps sont rencontrés sur la zone (Estienne et Godard, 1970) :

- *flux d'Ouest/Sud-ouest (figure 2.3-S1)* : ce régime est caractéristique de la région, et le plus fréquent en cette saison ; les perturbations qui se sont formées le plus souvent sur l'Atlantique ouest traversent le golfe d'Ouest en Est. Elles sont très fréquentes (on compte en moyenne une dépression tous les deux à trois jours) et sont accompagnées de vent d'Ouest souvent violents. Il est à noter que le coin sud-est du Golfe est alors protégé par la côte nord espagnole.

- *flux de Nord-ouest (figure 2.3-S2)* : il dérive le plus souvent du flux d'Ouest, et lui succède. Le Golfe est alors soumis à un air d'origine arctique, beaucoup plus froid que la température de la mer. Ce régime très instable s'accompagne de vents de Nord-ouest particulièrement irréguliers, et parfois très violents.
  Lorsque la dorsale des hautes pressions se développe de façon méridienne au point de "bloquer" le flux zonal (on parle alors de "situation de blocage"), la circulation atmosphérique s'opère alors du Nord au Sud (*figure 2.3-S3*). Le temps se rapproche de celui du régime de Nord-ouest, mais s'accompagne de perturbations d'origine nordique plus actives, avec averses

de pluie, de neige, ou de grêles, et une nette chute des températures. Le régime de vent est semblable à celui de Nord-ouest.

- *flux de Nord-est (figure 2.3-S4)* : observé généralement après une situation de blocage, ce régime est caractérisé par la présence d'un anticyclone centré sur la Scandinavie qui s'étend jusque dans la zone des Açores, bloquant le courant perturbé atlantique et le rejetant vers le Nord. Le temps est donc moins perturbé, et accompagné d'air froid.

- *type de temps d'anticyclone océanique (figure 2.3-S5)* : Le Golfe est alors sous l'influence de l'anticyclone des Açores ; le temps peut alors être calme et ensoleillé, mais frais, ou plus doux et brumeux. Ces conditions atmosphériques assurent une situation océanique peu perturbée.

En **période estivale**, l'anticyclone des Açores remonte et s'étend vers le Golfe, favorisant ainsi un temps plus stable et calme. On distingue deux types de temps en cette période :

- *"beau temps d'été" (figure 2.3-S6)* : 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 (figure 2.3-S7)* : si les hautes pressions nord-atlantiques se décalent au Sud, le flux perturbé d'Ouest intéresse 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 de Pyrénées, au contact de l'air humide océanique et l'air chaud remontant d'Afrique.

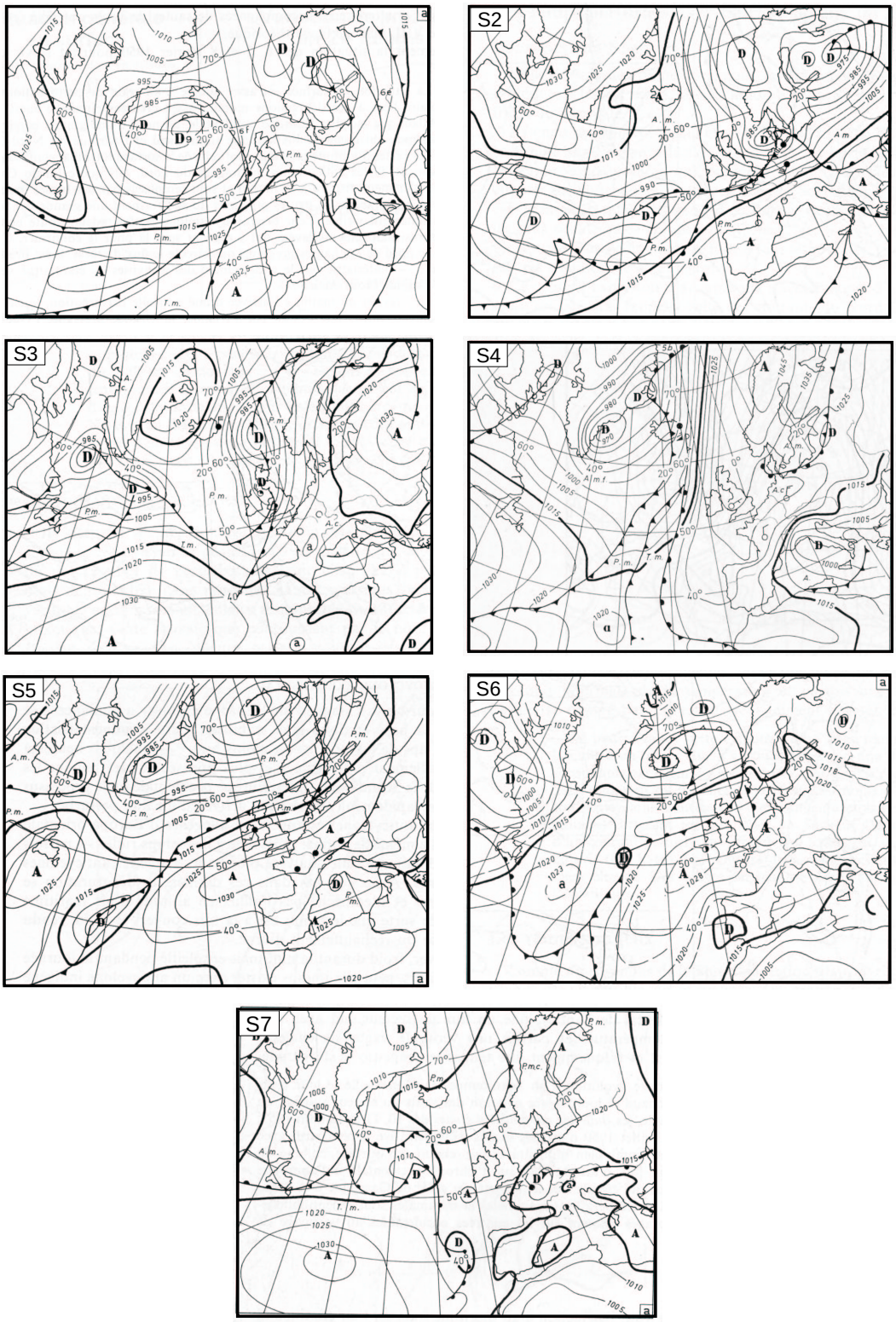


Fig. *2.3 – Situations atmosphériques typiques sur le bassin atlantique nord-est*

2.3 Dynamique océanique du Golfe de Gascogne

2.3.1 Circulation générale et courants

2.3.1.1 La circulation dans la zone profonde

La zone d'étude est située à mi-latitude entre la zone d'influence du courant des Açores au Sud, et celle du courant Nord-Atlantique au Nord. La circulation générale dans le Golfe de Gascogne est ainsi globalement peu marquée, et ceci est encore renforcé par le fait qu'à l'échelle du bassin Atlantique, le Golfe est comparable à une baie océanique semi-fermée (Le Cann and Pingree, 1995).
Les courants géostrophiques au large sont globalement assez faibles, de l'ordre de 1 à 2 cm.s^{-1} (*figure 2.4*). A l'ouvert du Golfe, ceux-ci sont plus intenses au Nord, où ils sont dirigés à l'Est, que dans la partie sud, où ils sont susceptibles d'être orientés à l'Ouest . Plus au centre, les courants sont plutôt orientés vers l'Ouest dans la partie nord, et intensifiés vers l'Est dans le Sud (Le Cann and Pingree, 1995).
Van Haken (2002) met quant à lui en évidence une saisonnalité des courants moyens dans le Golfe : en été, les courants de surface dans la zone profonde sont orientés au Sud/Sud-est, avec une vitesse moyenne de 1.7 cm.s^{-1}. En hiver, le flux moyen dans la partie profonde est orienté à l'Est, avec des vitesses de l'ordre de 1.5 cm.s^{-1} (*figure 2.5*).

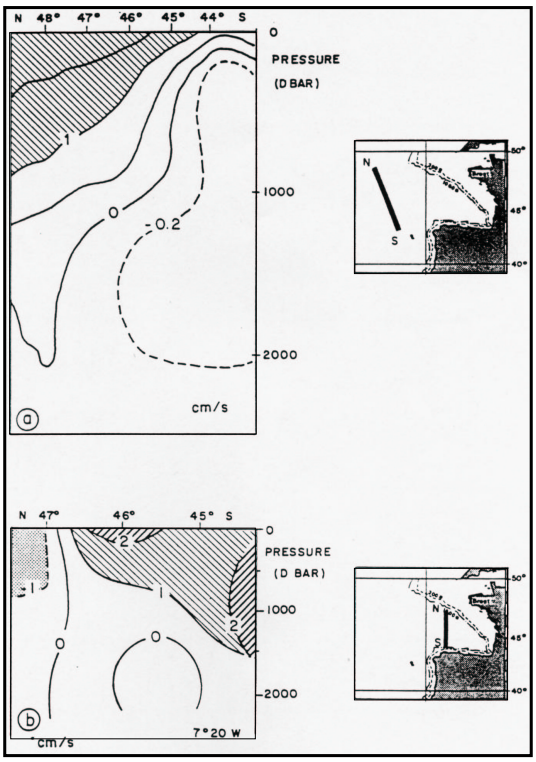


Fig. *2.4* – ***(a)*** *Courant géostrophique ($cm.s^{-1}$) déterminé à partir de la section N-S indiquée - d'après Arhan et al., 1994.* ***(b)*** *Composante zonale (positive vers l'est) du courant géostrophique ($cm.s^{-1}$) déterminée à partir de sections hydrologiques à travers le Golfe de Gascogne (d'après Pingree, 1993)*

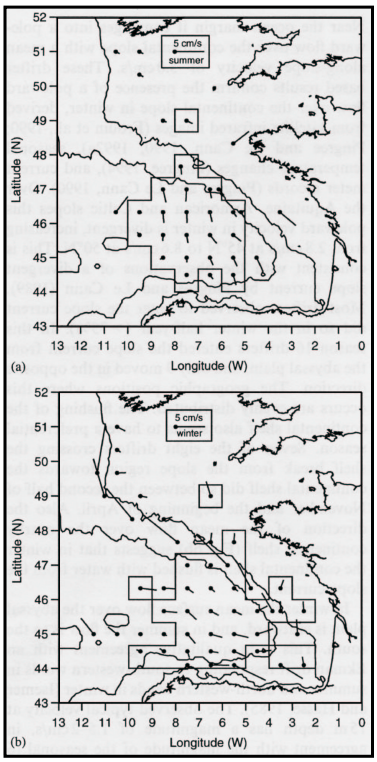


Fig. *2.5* – *Distribution spatiale des vecteurs courant de surface (moyennés par zone locale)* ***(a)*** *en période estivale (avril à septembre), et* ***(b)*** *en période hivernale (octobre-mars). (D'après van Haken H.M. (2002))*

La zone centrale du Golfe est donc caractérisée par une circulation anticyclonique peu intense, devenant cyclonique aux abords de la marge continentale, comme l'illustre la *figure 2.6*. Nous verrons par la suite que des tourbillons cycloniques et anticycloniques méso-échelles peuvent s'y développer, prenant naissance sur le talus continental et se propageant ensuite vers le large.

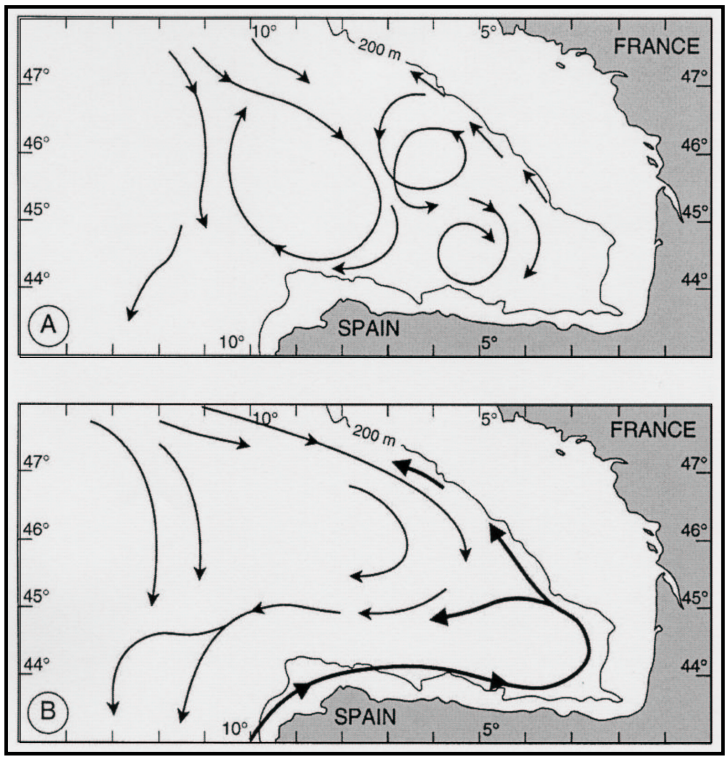


Fig. *2.6* – *Schéma des courants de surface et de pente, **(A)** en période estivale et pendant une période de faible courant de pente, et **(B)** en période hivernale avec une forte intrusion du courant de pente. (D'après Durrieu de Madron et al., 1999)*

2.3.1.2 La circulation sur le talus et le Plateau Continental

Courant de pente

Au niveau du talus continental, un courant de pente longeant le bord Est est généré sous l'effet du gradient de densité méridien de grande échelle : ce gradient engendre dans les couches superficielles un transport dirigé vers l'Est des eaux de surface, qui viennent s'accumuler sur le plateau. La dénivellation de surface créée par cette accumulation génère donc un courant en équillibre géostrophique longeant le talus vers le Nord, et advectant les eaux du Sud vers le Nord (Huthnance, 1984 ; Cailleau, 2004).
Ce courant de pente a été décrit par Pingree and Le Cann (1990) (repris dans Le Cann and

Pingree, 1995), à partir de données *in situ* issues de bouées eulériennes amarrées en différents points du talus dans le Golfe de Gascogne, ayant fourni des enregistrements sur environ un an (*figure 2.7-(1)*). Les mesures situées en surface et à mi-profondeur indiquent en moyenne la présence du courant de pente. Cependant, celui-ci présente une forte baroclinicité : près du fond, les courants sont parfois dirigés perpendiculairement à la pente, comme le montrent les mesures effectuées à la bouée 98 sur le bord nord-ouest du Plateau Armoricain, ou de direction opposée à celle des courants de surface, comme à la bouée 118 située sur le talus nord espagnol (*figure 2.7-(2)*). Les mesures montrent des courants généralement assez faibles, de l'ordre de

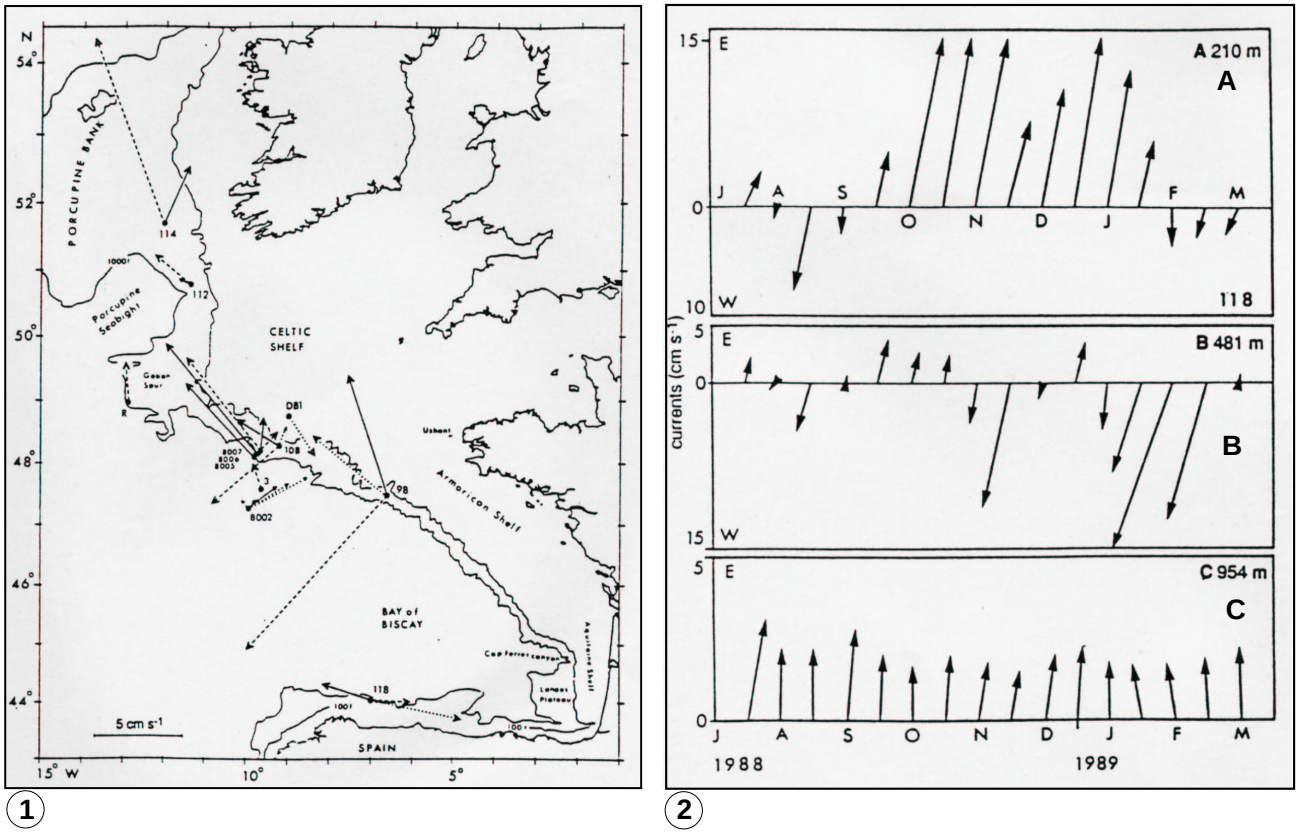


Fig. *2.7 – (1) : circulation observée par les courants résiduels enregistrés aux différents mouillages. Les courants de surface, mi-profondeur et près du fond sont respectivement indiqués par des pointillés, des traits pleins et des traits discontinus. (2) : séries annuelles de courants moyens (sur 30 jours) sur la pente continentale nord espagnole (bouée 98) aux profondeurs 210m(A), 482m(B) et 954m(C). En ordonnée : axe ouest-est/amplitude (d'après Pingree and Le Cann, 1990 ; repris dans Le Cann and pingree, 1995)*

5-10 cm.s^{-1}.

Le cycle des courants de pente est attribué à la variabilité saisonnière du vent au niveau de la péninsule ibérique : en hiver, le vent de sud s'affaiblit et permet le développement d'un courant de Nord le long de la péninsule ibérique qui longe ensuite le talus espagnol ; les eaux de surface subissent alors un transport maximal orienté "vers le pôle". Puis le courant pénètre dans le Golfe de Gascogne par le plateau landais. Il se prolonge le long du Plateau Aquitain,

s'intensifiant sous l'effet du vent d'Ouest/Sud-ouest (flux dominant en hiver, *cf. paragraphe 2.2.2*).

La région méridionale du Golfe de Gascogne est également le siège d'un processus important à l'échelle interannuelle, qui se traduit par des intrusions récurrentes d'eaux superficielles chaudes et salées le long de la côte nord espagnole. Ce phénomène, que Pingree and Le Cann (1992b) nomment **"Navidad"** ("Nativité") car apparaissant souvent à la période de Noël, est le prolongement d'un courant situé sur la pente portugaise ; la variabilité interannuelle et l'extension spatiale de cet évènement semblent être fortement corrélées à l'indice NAO (North Atlantic Oscillation) d'après Garcia-Soto (2002) et Cailleau (2004).

Pingree and Le Cann (1992a) ont mis en évidence l'existence de **tourbillons anticycloniques et cycloniques** générés dans la région du canyon du Cap Ferret. Ces **"SWODDIES"** (pour

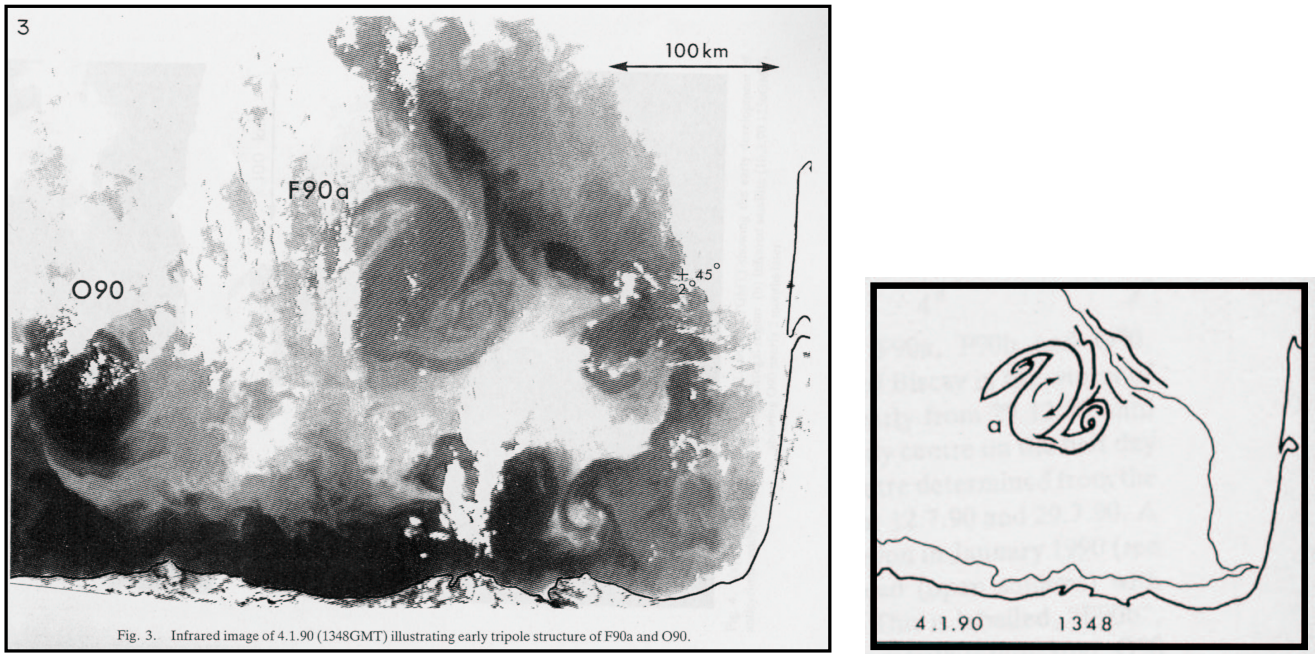


Fig. ***2.8*** *– A gauche : développement de 2 "SWODDIES", notés F90a et O90 et générés respectivement au niveau du Cap Ferret et du Cap Ortegal - Situation du 4 janvier 1990, 13 :48 GMT. A droite : schéma du tourbillon F90a à cette date. (D'après Pingree and Le Cann (1992a))*

"Slope Water Oceanic eDDIES") sont des structures tourbillonnaires de grandes dimensions, d'environ 100 km de diamètre, 200 m d'épaisseur, et se développant vers 150 m de profondeur ; le développement de deux de ces structures est visible sur la *figure 2.8*. Elles se forment suite à des instabilités du courant de pente provoquées par le brusque changement d'orientation du talus continental au niveau du Cap Ferret ou du Cap Ortegal (Pingree and Le Cann, 1992a ; Koutsikopoulos and Le Cann, 1996 ; Durrieu de Madron *et al.*, 1999). Ces structures se détachent du courant de pente, puis s'éloignent dans une direction générale Ouest, à des vitesses

typiques de l'ordre de 2 km/jour, mais certaines d'entre elles ont présenté des temps de résidence dans le Golfe de l'ordre de l'année. Les études précédentes montrent que ces SWODDIES ont tendance à se former principalement en hiver, lorsque le courant de pente orienté au Nord est intense.

Upwelling côtier

La zone d'étude est aussi le siège d'upwellings côtiers, qui se développent essentiellement pendant la période estivale (avril à octobre) ; ils sont générés sous l'action d'un vent parallèle à la côte (à la gauche de la côte), qui transportent les masses d'eau superficielle vers le large (transport d'Ekman), remplacées par les eaux plus profondes. Le transport des eaux de surface vers le large se traduit alors par des structures de filaments d'upwelling, dont la taille est de l'ordre de la centaine de km. En été, les vents d'Est génèrent des upwellings le long de la Côte Cantabrique (Lavìn *et al.*, 1998), tandis que sous l'effet de vents de Nord, de telles structures se développent au large de l'estuaire de la Gironde (Jegou and Lazure, 1995 ; Lazure and Jegou, 1998).

2.3.2 Dynamique barotrope

2.3.2.1 La marée

A l'échelle des hautes fréquences, la dynamique de la marée barotrope joue un rôle prédominant dans les variations du niveau de la mer et des courants barotropes, sur le talus et le plateau continental du Golfe de Gascogne. Si les processus engendrés par la marée sont maintenant connus avec une très bonne précision à l'échelle de l'océan profond, ils demeurent encore incorrectement résolus dans la frange océanique côtière, notamment du fait du développement de processus non-linéaires qui perturbent les ondes de marées (Le Provost, 1991, 2001 ; Letellier, 2004). Dans la zone qui nous concerne, la dynamique barotrope tidale est dominée par la marée semi-diurne (principalement l'onde M_2, Vincent and Le Provost, 1984), et quart-diurne (onde non-linéaire M_4, Le Cann, 1990). L'amplitude de l'onde M_2 augmente depuis le bord atlantique du Golfe vers les côtes (voir *figure 2.9-**(a)***) ; en effet, le réseau de phase de cette onde traduit une propagation du Sud vers le Nord dans l'Océan Atlantique ; au niveau du Golfe de Gascogne, l'onde rencontre le talus continental perpendiculairement à son sens de propagation. Son amplitude passe ainsi d'une valeur de l'ordre de 1 m sur la partie externe du Golfe, à environ 1.3-1.5 m sur le talus. En zone côtière, elle atteint 1.7 m sur les côtes armoricaines, mais décroît en allant vers le sud (environ 1.2 m sur les côtes landaises). L'onde se propage ensuite dans la Manche, plaquée sur les côtes françaises où les amplitudes peuvent dépasser 2.5 m, notamment dans la baie du Mont Saint-Michel. Sur les côtes britanniques, elles ne dépassent pas 1.5 m, voir 50 cm au niveau du point amphidromique à proximité de l'île de Wight.
Dans la gamme quart-diurne, l'amplitude de M_4 augmente fortement sur le plateau (*figure*

*2.9-**(c)***) : elle passe d'environ 0.02 m sur le talus à 0.20 m sur la côte atlantique, le maximum étant atteint au milieu de la côte et les amplitudes plus faibles au sud et au nord. (Le Cann, 1990). Dans la Manche, l'amplitude moyenne de M_4 est de 0.08 m, et atteint 0.15 m sur les côtes. On ne note pas de propagation nette (Letellier, 2004).

Les courants de marée associés à l'onde M_2 sont généralement très faibles dans les parties profondes du domaine, de l'ordre de 0.01 à 0.05 $m.s^{-1}$. A l'approche du talus et sur le plateau continental, leur amplitude augmente fortement : les courants associés à l'onde M_2 (*figure 2.9-**(b)***), dirigés principalement perpendiculairement au talus et au sud, varient de quelques $cm.s^{-1}$ à environ 0.50 $m.s^{-1}$, avec des amplifications locales importantes de l'ordre de 1 $m.s^{-1}$, au niveau de l'embouchure de la Gironde par exemple. Concernant l'onde M_4 (*figure 2.9-**(d)***), les courants associés sont maxima à la côte (de 0.10 à 0.20 $m.s^{-1}$) et orientés perpendiculairement à celle-ci.
Les courants de marées sont maxima dans la Mer Celtique et la Manche : pour les ondes semi-diurnes, les plus fortes amplitudes sont observables à l'entrée de la Manche et au niveau du rétrécissement entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight (supérieures à 1 $m.s^{-1}$ pour M_2), et les directions sont essentiellement dans l'axe du bassin.

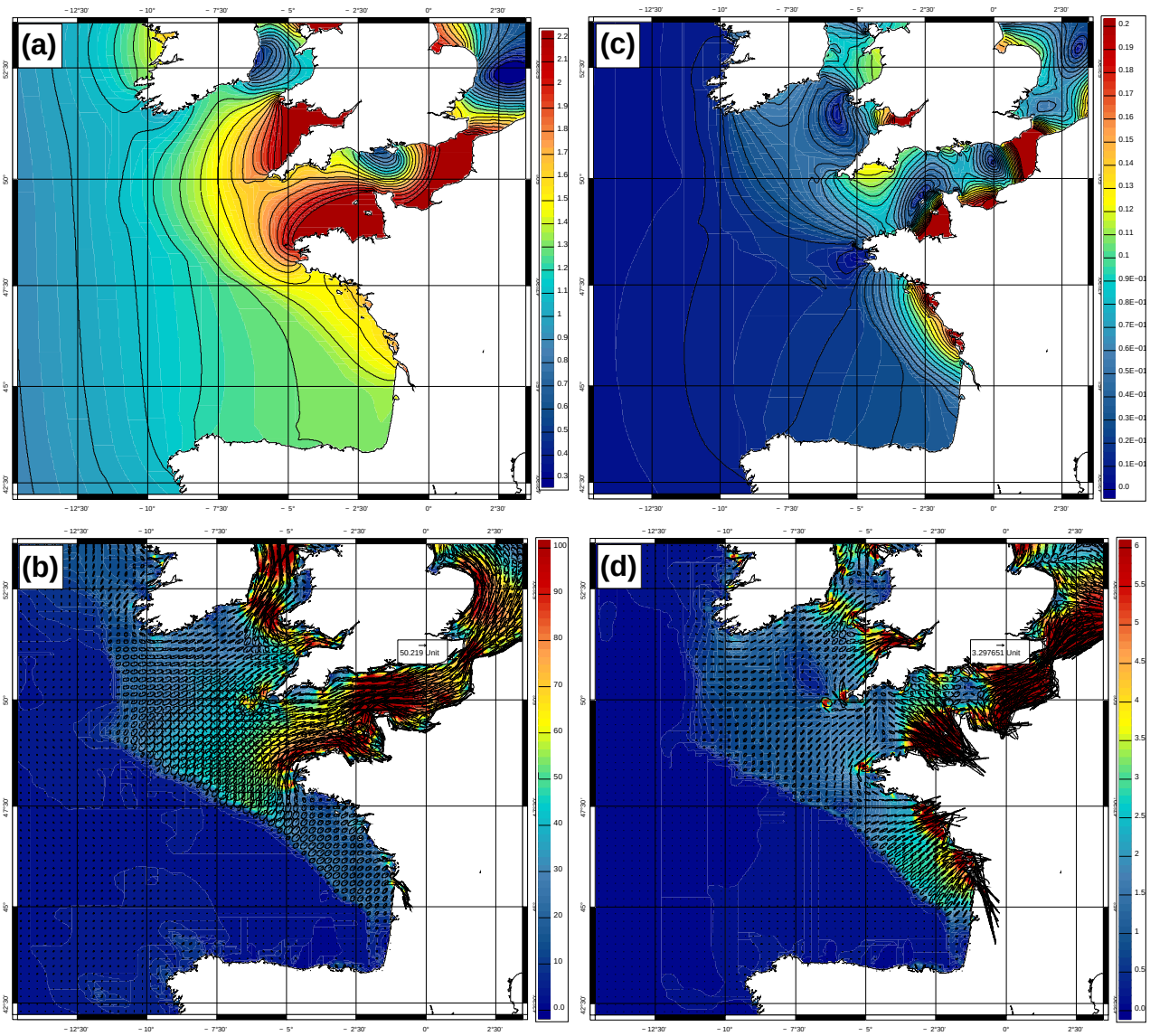


Fig. ***2.9*** – *Ondes de marée dominantes dans la zone d'étude :* ***(a)*** *amplitude (en m) et* ***(b)*** *ellipses de courant (en* $cm.s^{-1}$*) pour l'onde* M_2*.* ***(c)*** *et* ***(d)*** *: idem pour* M_4*. NB : les échelles de couleurs diffèrent d'un graphique à l'autre.*

2.3.2.2 Réponse océanique au forçage atmosphérique

L'atmosphère est, après le potentiel astronomique générateur des marées, le forçage responsable de la majeure partie de la variabilité du niveau de la mer et des courants, notamment dans la zone de plateau et la frange côtière (Brink, 1998). On distingue essentiellement quatre processus océaniques caractéristiques de la réponse de l'océan au forçage météorologique mécanique : l'effet de Baromètre Inverse, les circulations générées par le vent, les ondes côtières et les processus très haute fréquence tels que la houle. Nous ne présentons succintement ici que les trois premiers processus, la réponse très haute fréquence n'étant pas prise en compte dans notre stratégie de modélisation océanique, présentée dans la section suivante.

L'**effet de Baromètre Inverse** qualifie la réponse isostatique de l'océan aux variations de pression atmosphérique ; on considère généralement que ce processus se traduit par une élévation (resp. une baisse) du niveau de la mer d'environ 1 cm lorsque la pression baisse (resp. augmente) de 1 mbar. Ce phénomène génère donc des variations du niveau de la mer à grandes échelles, de l'ordre de grandeur des structures de pression atmosphérique. La validité d'une telle approximation a été largement étudiée et discutée, et confirmée à l'échelle de l'océan global pour les périodes comprises entre 10 et 20 jours (Ponte *et al.*, 1991 ; Ponte, 1994 ; Fu and Pihos, 1994). Cependant, la réponse de Baromètre Inverse n'est qu'une composante de la dynamique océanique forçée par l'atmosphère (Carrère and Lyard, 2003) : aux moyennes et hautes latitudes, elle est essentiellement barotrope et forcée par le vent pour des périodes inférieures à 20 jours (Fukumori *et al.*, 1998). La réponse dynamique à la pression peut même devenir dominante à de plus petites périodes (T $\leq$ 3 jours, (Ponte, 1994)).

Les **ondes côtières** jouent aussi un rôle majeur dans la réponse dynamique de l'océan au forçage atmosphérique (Huyer, 1990). Les ondes de Kelvin en sont probablement les plus caractéristiques : elles se propagent le long des côtes en laissant celles-ci sur leur droite (dans l'hémisphère nord), avec une célérité s'exprimant par $\sqrt{gH}$ en zone peu profonde. Ces ondes, ainsi que celles de Poincaré, et qu'un spectre plus complexe d'ondes de plateau, telles que les ondes hybrides Rossby-gravité ou les ondes piégées, génèrent une variabilité importante du niveau de la mer et ont été largement étudiées et observées à l'échelle de la frange côtière mondiale (entre autres, Brink (1982) sur la côte péruvienne ; Battisti and Hickey (1984) sur la côte ouest-américaine ; Jacobs *et al.* (1998) en Mer de Chine ; Høyer and Andersen (2003) et Mourre (2004) dans la Mer du Nord et la Manche). Les variations induites sur le niveau de la mer sont de l'ordre de quelques dizaines de cm ; les longueurs d'ondes observées sont de l'ordre de 500 km le long de la côte, et de la centaine de km perpendiculairement à la côte (cas des ondes barotropes), pour des périodes variant entre 2 et 15 jours. Ces ondes sont fortement controlées par la topographie, la géométrie du trait de côte, la stratification de la colonne d'eau (effets baroclines) et l'action du vent.

Afin de caractériser la **réponse barotrope de la circulation océanique au vent** dans le Golfe de Gascogne, Pingree and Le Cann (1989) (repris dans Le Cann and Pingree, 1995) ont réalisé des expériences académiques dans lesquelles un modèle barotrope du Golfe (plateau et large) est uniquement forcé par un vent de direction et d'intensité constantes. Les quatre directions de vent correspondent approximativement aux principaux régimes de vent présentés au paragraphe précédent : vent de Nord-Ouest, d'Ouest, de Sud-Ouest et de Sud. Les courants générés par ces quatres types de forçage en vent sont regroupés sur la *figure 2.10.*

Un vent de Nord-Ouest, parallèle au talus, génère des courants relativement forts : dans le nord du domaine, ces courants sont orientés au Sud/Sud-Est et contournent les côtes irlandaises où ils atteignent une vingtaine de $cm.s^{-1}$; la situation est identique sur les Plateaux Armoricain et Aquitain, où les courants peuvent dépasser 20 $cm.s^{-1}$. En Manche et le long des côtes espagnoles, les courants engendrés sont parallèles aux côtes, mais de plus faible amplitude (de l'ordre de 5 $cm.s^{-1}$).

Un vent d'Ouest génère une circulation très similaire à la précédente, mais les amplitudes des courants sont globalement plus faibles, excepté le long de la Côte Cantabrique.

Un vent perpendiculaire au talus - en l'occurrence de Sud-Ouest - induit des courants relativement faibles (de l'ordre de 5 $cm.s^{-1}$) ; ils sont maxima le long des côtes aquitaines et armoricaines, ainsi que sur les côtes ouest irlandaises, et dirigés au Nord/Nord-Ouest. Une branche de courants peu intenses pénètre en Manche.

Dans la cas d'un vent de Sud, la circulation engendrée est identique à la précédente, avec une amplification des courants qui atteignent des valeurs de l'ordre de 20 $cm.s^{-1}$.

Les vents parallèles à la côte génèrent donc des circulations plus intenses que celles générées par des vents perpendiculaires à la côte ; les courants maxima varient ainsi d'un facteur 4 entre ces deux configurations. Ceci est aussi confirmé par Wright *et al.* (1985) et Greenberg *et al.* (1997) qui ont mené le même type d'expériences dans le Golfe du Maine (ceux-ci montrent de plus que la réponse barotrope en élévation de surface est aussi plus intense dans un cas de vent parallèle à la côte).

Par ailleurs, l'impact du vent sur la circulation barotrope dans la partie profonde du Golfe est quasiment nul.

2.3 Dynamique océanique du Golfe de Gascogne

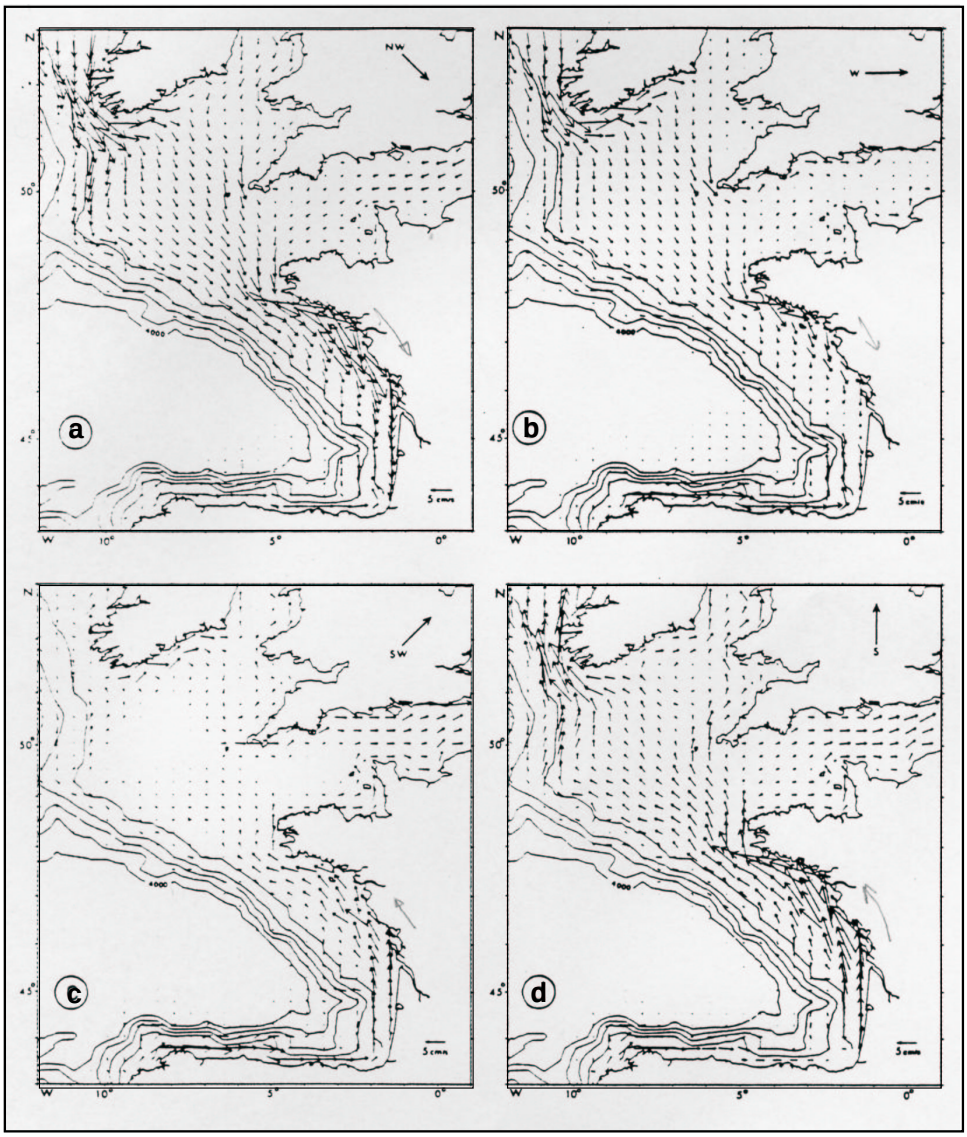


Fig. *2.10* – *Courants barotropes engendrés par une tension de vent constante de 1.6 dyne.cm^{-2} sur les plateaux Celtique et Armoricain : vent de* ***(a)*** *N-W,* ***(b)*** *W,* ***(c)*** *S-W,* ***(d)*** *S (d'après Pingree and Le Cann, 1989).*

2.4 Modélisation océanique dans le Golfe de Gascogne

Nous présentons dans ce paragraphe la mise en place de la modélisation de la dynamique océanique barotrope dans le Golfe de Gascogne. Nous décrivons le modèle utilisé, et donnons des éléments de description des structures spatio-temporelles océaniques et atmosphériques caractéristiques de la zone et la période d'étude.

2.4.1 Le modèle MOG2D

Nous avons utilisé pour notre étude le modèle **MOG2D** (pour *Modèle aux Ondes de Gravité à 2 Dimensions*). Il est basé sur un modèle initialement développé par Lynch and Gray (1979), puis adapté par Greenberg and Lyard (communication personnelle). Ce modèle est à surface libre, barotrope, non-linéaire, et utilise un schéma de discrétisation temporelle de type "time-stepping" (cette discrétisation temporelle s'effectue selon un schéma de différences finies). MOG2D a été spécialement développé pour modéliser la réponse haute fréquence de l'océan au forçage astronomique (marées) et atmosphérique (pression et vent). Différentes études ont proposé des validations de ce modèle : à l'échelle globale, Carrère and Lyard (2003) ont montré son efficacité à modéliser la réponse haute fréquence barotrope de l'océan au forçage atmosphérique. En zone côtière, les capacités de MOG2D à modéliser les ondes de marée sur le plateau continental européen ont été validées par Letellier (2004). Il est aujourd'hui utilisé dans un cadre opérationnel pour corriger les données altimétriques hauturières de la réponse océanique barotrope au forçage atmosphérique, et ainsi éviter son *aliasing* (observation d'un phénomène à une fréquence erronée du fait du sous-échantillonnage temporel de la mesure) sur des plus basses fréquences.

MOG2D se distingue de la plupart des modèles océaniques de par son schéma de discrétisation spatiale : celle-ci s'effectue en éléments finis. Cette technique originale permet de raffiner la modélisation de certaines zones critiques, telles que les côtes au relief accidenté et complexe (baies, rades ou fjord), ou les zones de forts gradients topographiques, en augmentant localement la résolution spatiale du modèle (*figure 2.11*). Cette caractéristique présente donc un avantage certain pour la modélisation océanique en zone côtière.

D'autre part, MOG2D présente l'avantage d'être modulable : les paramètres d'entrée tels que le forçage atmosphérique et de marée, la bathymétrie, les conditions aux frontières ouvertes, les coefficients de frottement de fond et de viscosité horizontale, le caractère plus ou moins explicite du schéma numérique, le degré de prise en compte de l'équation de continuité dans l'équation d'onde que l'on résout (*Cf.* paragraphe suivant), sont aisément modifiables d'une simulation à l'autre.

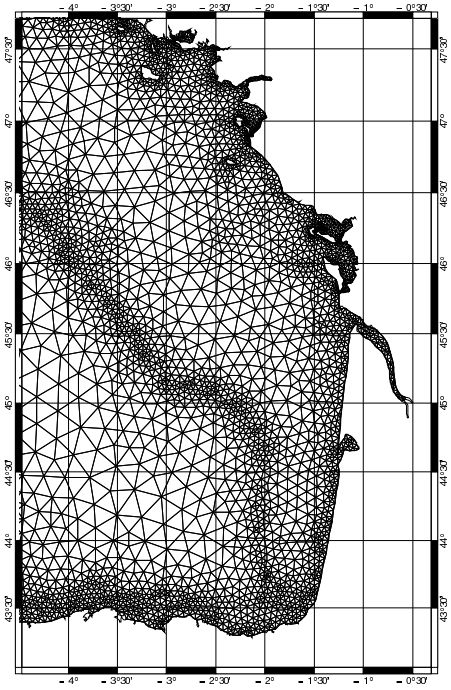


Fig. *2.11* – *Détail du maillage d'étude - côte atlantique française*

2.4.1.1 Les équations du modèle

Les équations générales de la dynamique barotrope de l'océan sont les équations dites *shallow water 2D*. Elles sont obtenues en intégrant sur la colonne d'eau les équations générales de Navier-Stokes dans un milieu en rotation (équations (2.1) et (2.2) ci-dessous (Gill, 1982)), sous les trois hypothèses simplificatrices suivantes : (1) l'océan est considéré comme un fluide incompressible, visqueux et newtonien, (2) la dynamique est barotrope, (3) la pression est hydrostatique.

Equation de conservation de la masse :

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \overrightarrow{\nabla} \cdot \overrightarrow{u} = 0 \tag{2.1}$$

Equation de conservation de la quantité de mouvement :

$$\rho \Big[\frac{D\overrightarrow{u}}{Dt} + 2\overrightarrow{\Omega} \wedge \overrightarrow{u} \Big] = \rho \overrightarrow{f_{vol}} + \overrightarrow{F_p} + \overrightarrow{F_f} \tag{2.2}$$

Les équations obtenues sont celles de continuité (2.3) et de conservation de la quantité de mouvement (2.4) *shallow water* qui s'écrivent :

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \nabla \cdot (H\overrightarrow{u}) = 0 \tag{2.3}$$

$$\frac{\partial H\overrightarrow{u}}{\partial t} + \nabla \cdot (H\overrightarrow{u}\overrightarrow{u}) + f\overrightarrow{k} \wedge (H\overrightarrow{u}) = -gH\overrightarrow{\nabla}\eta - \tau H\overrightarrow{u} + \nu_T \triangle (H\overrightarrow{u}) + H\overrightarrow{F} + H\overrightarrow{D} \tag{2.4}$$

dans lesquelles on note :

x	la coordonnée zonale positive vers l'ouest
y	la coordonnée méridienne positive vers le nord
t	le temps,
$H(x,y,t)$	la hauteur totale de l'eau,
$\overrightarrow{u}(x,y,t)$	la vitesse horizontale moyennée sur la verticale,
$\eta(x,y,t)$	l'élévation de la surface libre au dessus du niveau moyen de la mer,
g	la gravité terrestre,
f	le paramètre de Coriolis,
$\overrightarrow{k}$	le vecteur unitaire dirigé selon la verticale,
P_a	la pression atmosphérique,
τ	le coefficient de dissipation sur le fond, $\tau = \frac{g\|\|\overrightarrow{u}\|\|}{C^2 H}$ et $C' = \frac{g}{C^2} = 0.0025$,
ν_T	la viscosité turbulente,
$\overrightarrow{F}$	le terme de forçage incluant la marée ($g\overrightarrow{\nabla}\Pi_a$) et le forçage atmosphérique, (avec Π_a, le potentiel astronomique),
$\overrightarrow{D}$	un terme supplémentaire de dissipation d'énergie, par génération d'ondes internes d'une part, et par effort de cisaillement dû au vent dans la couche de mélange, d'autre part,
∇	l'opérateur gradient dans le plan horizontal (x,y), et
$\triangle$	l'opérateur laplacien dans le plan horizontal (x,y).

Le modèle résout deux équations résultant de la combinaison des équations shallow water présentées ci-dessus. La première équation est obtenue en dérivant l'équation de continuité (2.3) par rapport au temps, puis en prenant la divergence de l'équation de conservation de la quantité de mouvement (2.4), et en combinant les expressions obtenues. L'équation qui en résulte est l'équation d'onde shallow water non-linéaire, qui s'écrit :

$$\frac{\partial^2 H}{\partial t^2} + \tau\frac{\partial H}{\partial t} - \nabla\cdot\Big\{\nabla\cdot(H\overrightarrow{u}\,\overrightarrow{u}) + gH\overrightarrow{\nabla}\eta + f\overrightarrow{k}\wedge(H\overrightarrow{u}) - H\overrightarrow{F} - \nu_T\triangle(H\overrightarrow{u}) - H\overrightarrow{D}\Big\} - H\overrightarrow{u}\cdot\overrightarrow{\nabla}\tau = 0 \tag{2.5}$$

La dérivation en temps de l'équation de continuité (2.3) provoque toutefois une perte d'information (Werner and Lynch, 1987 ; Kinnmark and Gray, 1985) ; une dérive du niveau moyen de la mer peut en résulter à long terme. Dans ces conditions, l'équation d'onde (2.5) est contrainte par un rappel vers l'équation de continuité en introduisant un paramètre arbitraire constant τ_0 (typiquement $\tau_0 = 10^{-3}$).

La première équation de base du modèle s'écrit finalement :

$$\frac{\partial^2 H}{\partial t^2} + \tau_0\frac{\partial H}{\partial t} - \nabla\cdot\Big\{\nabla\cdot(H\overrightarrow{u}\,\overrightarrow{u}) + gH\overrightarrow{\nabla}\eta + f\overrightarrow{k}\wedge(H\overrightarrow{u}) - H\overrightarrow{F} - \nu_T\triangle(H\overrightarrow{u}) - H\overrightarrow{D} + (\tau-\tau_0)H\overrightarrow{u}\Big\} = 0 \tag{2.6}$$

La deuxième équation résolue par le modèle est celle de conservation de la quantité de mouvement (2.4).

Discrétisation et résolution

La discrétisation spatiale de ces équations est effectuée selon une méthode d'éléments finis : la zone d'étude est représentée par un maillage d'éléments triangulaires de type Lagrange P1 : les variables du modèle (élévation de surface et vitesses barotropes) sont ainsi calculées aux sommets des triangles (*nœuds*) uniquement. Le maillage d'étude, centré sur le Golfe de Gascogne (*figure 2.12*), est extrait du maillage grande échelle du Plateau Continental Européen (*figure 2.13*) généré à l'aide du mailleur *Trigrid (1990)* et affiné par Letellier et Mourre (communication personnelle, 2002). Le maillage du Golfe de Gascogne a lui même été affiné par Lamouroux, 2004.

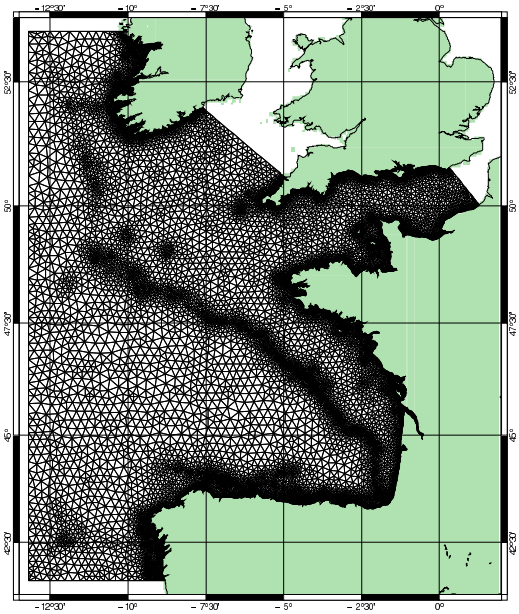


Fig. *2.12* – *Maillage d'étude couvrant le Golfe de Gascogne et la Manche*

Le maillage grande échelle a été généré en tenant compte de deux critères géométriques sur les éléments triangulaires, qui permettent d'affiner ou au contraire de dégrader localement la résolution spatiale en fonction de la bathymétrie. Le premier critère vise à assurer une bonne représentation de la propagation des ondes de gravité, en imposant une distance maximale ΔL entre deux nœuds voisins du maillage égale au quinzième de la longueur d'onde de l'onde considérée (Le Provost and Vincent, 1986). Il s'écrit donc :

$$\triangle L = \frac{\lambda}{15} = \frac{2\pi}{15\omega}\sqrt{gH}$$

avec

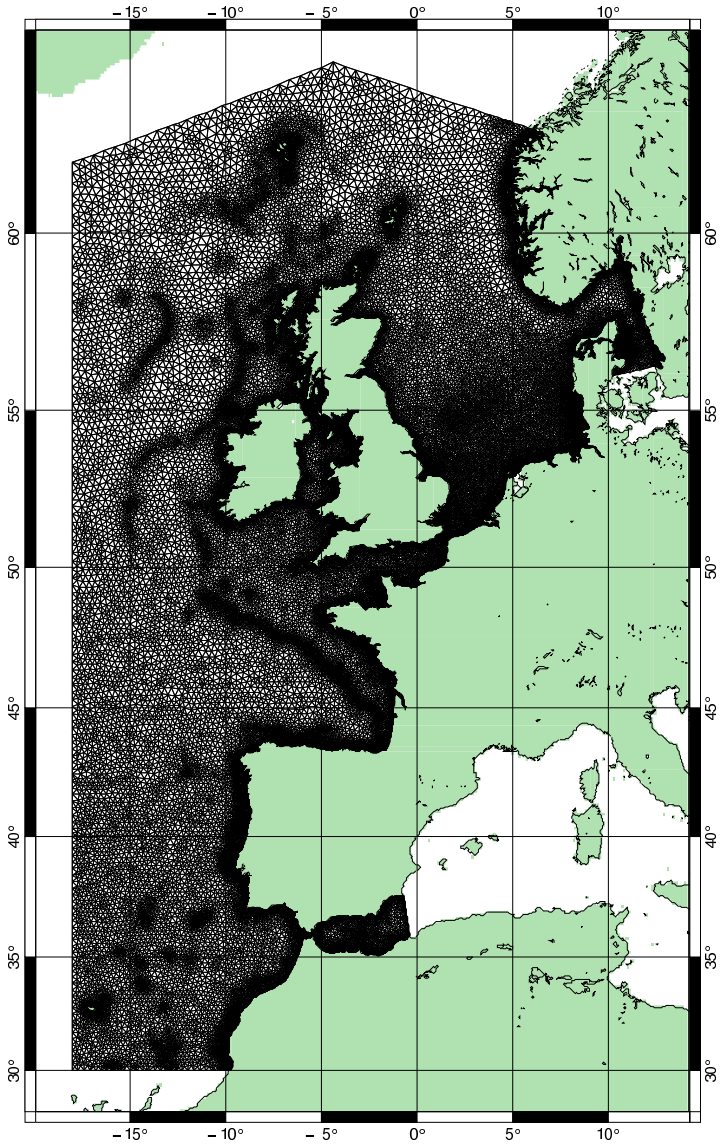


Fig. ***2.13*** – *Maillage du Plateau Continental Européen*

λ et ω la longueur d'onde et la fréquence de l'onde de marée considérée
g, la pesanteur, supposée constante,
H, la profondeur au nœud considéré.

Le second critère a pour but de correctement représenter les petites échelles de variation des vitesses sur les zones de forts gradients topographiques ; il relie la taille maximale de la maille à la bathymétrie suivant la relation :

$$\Delta L = \frac{2\pi}{15} \frac{H}{||\vec{\nabla} H||}$$

Pour le maillage d'étude centré sur le Golfe de Gascogne, comme pour celui du Plateau Continental Européen, la distance inter-nœuds varie de 1 km à la côte, à environ 30 km au large. Elle est de l'ordre de 3 km sur le talus. Le maillage centré sur le Golfe de Gascogne compte 13306 nœuds et 24922 éléments, le maillage grande échelle en comporte respectivement 54642 et 102654.

La discrétisation temporelle des équations (2.5) et (2.4) est basée sur un schéma de type différences finies, rendu semi-implicite par l'introduction d'un terme θ tel que :

$$Z_k \simeq \frac{\theta}{2}(Z_{k+1} + Z_{k-1}) + (1-\theta) Z_k \tag{2.7}$$

où Z désigne la variable considérée et k l'indice de temps courant ; θ est pris égal à 0.75 dans notre configuration.

Suivant ces discrétisations spatiale et temporelle, l'équation d'onde (2.5) et l'équation de conservation de la quantité de mouvement (2.4) s'expriment sous la forme de systèmes matriciels relatifs respectivement à l'élévation de surface et aux vitesses barotropes. Les solutions du premier système (solutions en élévation de surface) sont utilisées pour résoudre les deux autres (solutions en vitesses).

Le pas de temps optimal, nécessaire pour assurer la stabilité du schéma numérique, est donné par la condition CFL (Courants-Friedrichs-Lévy). Celle-ci impose que pour un pas de temps donné Δt, une onde de célérité c ne doit pas se propager sur une distance supérieure à la dimension caractéristique de la maille ΔL, soit $\Delta t < \frac{\Delta L}{c}$. Dans le cadre de l'étude des ondes de gravité, la célérité c s'exprime en fonction de la bathymétrie H selon la relation $c = \sqrt{gH}$. Par conséquent, dans les zones de forts gradients topographiques, la condition CFL n'est pas assurée, induisant le développement d'instabilités : un pas de temps secondaire est alors substitué au pas de temps principal, et appliqué à la résolution des noeuds instables. Dans nos premières simulations, le pas de temps principal est de 60 s, le pas de temps secondaire de 30 s. Mais les simulations finales ont été effectuées avec une combinaison de pas de temps 15s/15s.

Pour plus détails sur la discrétisation des équations du modèle, le lecteur intéressé pourra se référer à Lynch and Gray (1979), Carrère (2003) ou Roblou (2001).

2.4.1.2 Les forçages

La marée

La marée est générée par les forces de gravité du système Terre-Lune et Terre-Soleil. Celles-ci dérivent du potentiel astronomique Π_a. Ce potentiel traduit l'influence des marées océaniques de longue période, des marées diurnes et des marées semi-diurnes. Ce potentiel doit aussi tenir compte d'autres phénomènes physiques tels que l'effet d'auto-attraction traduisant une déformation associée à la modification du champ de gravité par la redistribution des masses d'eau, l'effet de charge résultant en une déformation du plancher océanique sous l'effet des variations de pression dans la colonne d'eau, et la marée terrestre provoquant des déformations de la Terre solide sous l'effet des forces de gravité.

En introduisant le potentiel géocentrique Π_{GC}

$$\Pi_{GC} = \Pi_a + \Pi_{MT} + \Pi_{AA} + \Pi_C$$

où Π_{MT}, Π_{AA} et Π_C sont les corrections du potentiel générateur Π_a, dues respectivement à la marée terrestre, à l'effet d'auto-attraction et à l'effet de charge, et le potentiel total

$$\Pi = \Pi_{GC} - g\,(\delta_a + \delta_C)$$

où δ_a et δ_C traduisent les déformations du plancher océanique (dont la position intervient dans les équations) dues respectivement à la marée terrestre, et à la marée océanique (effet de charge), la force génératrice de la marée s'écrit simplement :

$$\overrightarrow{F}_{\text{marée}} = \overrightarrow{\nabla}\Pi \tag{2.8}$$

L'étendue du spectre d'ondes de marée calculé par le modèle est définie par l'utilisateur, qui peut inclure une ou plusieurs ondes, ou le spectre complet.

Dans nos simulations, la marée a été prise en compte, et le spectre est composé des ondes M_2 et K_1, et des ondes non-linéaires M_3, M_4 et M_6 issues des interactions non-linéaires des deux premières.

Le forçage atmosphérique

Aprés la marée, l'action de l'atmosphère sur la surface marine représente la majeure partie des variations de celle-ci (en terme de variations du niveau de la mer et des vitesses barotropes).

Dans le modèle, le forçage atmosphérique agit doublement sur l'océan, par l'intermédiaire de la pression atmosphérique et du vent. Concernant la pression, des variations positives (resp. négatives) de la pression atmosphérique se traduisent par des variations négatives (resp. positives) du niveau de la mer. Le forçage en pression intervient via le gradient de la pression selon l'expression :

$$\overrightarrow{F}_{pression} = \overrightarrow{\nabla} P_a \tag{2.9}$$

Le vent intervient quant à lui *via* la tension qu'il exerce sur la surface marine ; celle-ci est déduite de la vitesse $\overrightarrow{u}$ du vent à 10 m et de la différence de température ΔT à l'interface air-mer selon l'expression (Hellerman and Rosenstein, 1983) :

$$F = C_d.||\overrightarrow{u}||.\overrightarrow{u} \tag{2.10}$$

avec :

$$C_d = a_0 + a_1.||\overrightarrow{u}|| + a_2.\Delta T + a_3.||\overrightarrow{u}||^2 + a_4.\Delta T^2 + a_5.||\overrightarrow{u}||.\Delta T$$

Dans notre étude, ΔT est prise nulle, le coefficient de trainée C_d ne dépend alors que de la vitesse du vent à 10 m.

Les champs de pression et de vent à 10 m dont nous disposions sont issus des analyses de plusieurs modèles météorologiques, à savoir celui du Centre Européen CEPMMT (Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme), et les modèles français ARPEGE et ALADIN développés au Centre National de Recherches Météorologiques.

Le modèle de prévision du Centre Européen est essentiellement composé des modules suivants (Persson and Grazzini, 2005) :

- un modèle de circulation atmosphérique basé sur 6 équations générales dont les équations de continuité et du mouvement, permettant de calculer l'évolution de la pression et du vent ; la résolution spatiale est du demi-degré.
- le modèle océanique de vague WAM (WAve Model) permettant de prendre en compte l'effet de friction de la rugosité de la surface marine sur le flux atmosphérique,
- un module d'assimilation de données de type 4D-VAR (voir *chapitre 4.2*),
- un système de prévisions d'ensemble, permettant de prendre en compte et d'analyser l'impact sur la prévision de l'incertitude sur l'état initial ; un ensemble de 50 prévisions est ainsi simulé et analysé.

Le modèle du Centre Européen fournit ainsi des analyses globales quotidiennes à une fréquence de 6h (aux quatres heures synoptiques 00, 06, 12 et 18 UTC), et des prévisions à 10 jours basées sur les analyses à 00 et 12 UTC, pour les variables de température et humidité spécifique à 2 m, de pression au niveau moyen de la mer et de vent à 10 m.

Le modèle ARPEGE possède une grille de résolution spatiale variable et compte deux principales distributions : les grilles Euroc, centrée sur la france et de résolution 0.25°, et Eurat,

englobant une plus large partie de l'Europe, de résolution 0.5°. Le modèle fournit des analyses quotidiennes à 6h (aux mêmes heures synoptiques que le modèle du Centre Européen) et des prévisions à 10 jours.

Le modèle ALADIN est un modèle spectral à aire limitée autour de la France, possédant une grille de résolution spatiale à 0.1°. Ce modèle fournit des prévisions à 3h basées sur des analyses du modèle ARPEGE fournies toutes les 12h (00 et 12 UTC).

La fine résolution spatio-temporelle d'ALADIN en fait théoriquement un modèle atmosphérique parfaitement adapté à l'étude qui nous concerne. Cependant, si notre zone d'étude centrée sur le Golfe de Gascogne est complètement couverte par les zones d'emprise des modèles du Centre Européen et ARPEGE, elle n'est pas totalement incluse dans la couverture spatiale d'ALADIN. Par conséquent, il est nécessaire de procéder au recollement des champs ECMWF ou ARPEGE et ALADIN. Or, une étude précédente (Lamouroux, 2002) a permis de mettre en évidence l'impact des discontinuités spatio-temporelles inhérentes au recollement de ces champs sur les prévisions de MOG2D. L'interprétation de l'apport du modèle haute résolution ALADIN est ainsi rendue plus délicate que dans le cas de l'utilisation des modèles ARPEGE ou ECMWF seuls. Par conséquent, nous avons décidé d'utiliser les champs analysés en pression au niveau moyen de la mer et vent à 10 m issus du modèle ARPEGE, nous assurant ainsi du meilleur compromis entre résolution spatio-temporelle et couverture spatiale.

2.4.1.3 Termes dissipatifs supplémentaires

La viscosité turbulente horizontale

Les processus turbulents, dissipateurs d'énergie à l'échelle moléculaire, se développent à des échelles beaucoup plus petites que la taille caractéristique des éléments du maillage, et par conséquent ne sont pas représentés par le modèle. Une paramétrisation est donc mise en place pour en tenir compte, via le terme de viscosité horizontale turbulente dans les équations du modèle, qui s'écrit :

$$\overrightarrow{E}_{\text{viscosité}} = \nu \Delta u \tag{2.11}$$

où ν est le coefficient de viscosité horizontale turbulente.

Dans de nombreux modèles, le coefficient de viscosité horizontale turbulente ν appliqué est très élevé (de l'ordre de $10^6 m^2 s^{-1}$), ce qui permet de contrôler la dissipation d'énergie et la stabilité du modèle au détriment de la représentation des très petites échelles. MOG2D utilise un coefficient de viscosité horizontale turbulente ν de faible amplitude ($\sim 100 m^2 s^{-1}$), ce qui lui confère un aspect beaucoup plus réaliste. De plus, un schéma de viscosité de Smagorinsky est utilisé (Smagorinsky, 1963), qui fait varier ce coefficient ν en fonction de la taille des mailles éléments finis.

Le frottement sur le fond

La dissipation d'énergie par frottement sur le fond joue aussi un rôle prépondérant puisqu'elle est responsable de la majeure partie de la dissipation des ondes de gravité en eaux peu profondes. La paramétrisation introduite dans le modèle s'exprime sous forme quadratique en fonction de la vitesse barotrope de la manière suivante :

$$\overrightarrow{D}_{friction} = \frac{C}{H} \| \overrightarrow{u} \| \overrightarrow{u} \tag{2.12}$$

C est le coefficient de Chézy, de l'ordre de $2,5.10^{-3}$.

Le transfert d'énergie par ondes internes

Les courants de marée barotropes se propageant sur de forts gradients de bathymétrie sont responsables de la génération d'ondes de marée internes. Ces processus sont à l'origine de l'essentiel du transfert d'énergie du mode barotrope vers les modes baroclines. Les estimations s'accordent sur le fait qu'environ un quart de l'énergie de marée barotrope globale est dissipée par ces transferts vers ces processus baroclines (Munk and Wunsch, 1997 ; Carrère ; 2003). La dissipation d'énergie est modélisée dans MOG2D par le travail d'une force $\overrightarrow{D}_{barocline}$ s'écrivant :

$$\overrightarrow{D}_{barocline} = -\frac{1}{2} C_{wd} \rho_0 k^{-1} N (\overrightarrow{\nabla} H \cdot \overrightarrow{u_0}) \overrightarrow{\nabla} H \tag{2.13}$$

où N est la fréquence de Brunt-Väisälä moyennée sur la profondeur, ρ_0 la densité moyenne du fluide, k le nombre d'onde de l'onde considérée et C_{wd} un coefficient de calage empirique. Il s'agit donc d'une force de traînée parallèle au gradient bathymétrique.
Cette paramétrisation n'est appliquée que pour les profondeurs supérieures à 500 mètres. Dans les autres régions, la dissipation sur le fond est largement prépondérante, et de ce fait suffisante pour représenter correctement la dissipation.

La dissipation dans la couche de mélange

Le modèle étant barotrope, l'énergie dissipée par destratification barocline de la colonne d'eau et par cisaillement dans la couche de mélange sous l'action de la tension de vent n'est pas prise en compte. Cette perte d'énergie est paramétrisée dans le modèle suivant l'expression :

$$\overrightarrow{D}_{couche\ de\ melange} = \frac{1}{H} \alpha^2 (C_s + \beta^2 C) \| \overrightarrow{u} \| \overrightarrow{u} \tag{2.14}$$

où C_s est le coefficient de cisaillement ($\sim 10^{-2}$), et α et β des coefficients également relatifs au cisaillement. Cette force supplémentaire est appliquée dans MOG2D pour les profondeurs supérieures à 1000 m.

2.4.1.4 Conditions aux limites

La condition d'imperméabilité classique, traduisant l'absence de flux à travers les frontières rigides, est appliquée. Concernant les conditions aux frontières ouvertes, nous avons appliqué la condition tirée de la méthode des caractéristiques (Lardner *et al.*, 1986) qui s'exprime selon la relation suivante :

$$(\vec{u} - \vec{u_0}) \cdot \vec{n} + \sqrt{\frac{g}{H}}(\eta - \eta_0) = 0 \tag{2.15}$$

η_0 et $\vec{u_0}$ sont des valeurs de relaxation respectivement pour l'élévation et la vitesse, tirées d'une simulation de MOG2D effectuée sur le domaine grande échelle (présenté au paragraphe 2.4.1.1, *figure 2.13*) sous les mêmes conditions de forçages. Cette imbrication descendante de modèles permet d'obtenir des valeurs de relaxation aux limites réalistes pour notre zone locale d'étude, et de les utiliser de façon optimale à travers la condition caractéristique.

2.4.1.5 Conditions initiales

L'état initial du modèle centré sur le Golfe de Gascogne est obtenu par interpolation du champs grande échelle au temps correspondant sur la grille locale. Le modèle local part donc d'un état déjà à l'équilibre.

Concernant la simulation grande échelle, et de manière à éviter une trop brusque mise en route susceptible de générer des instabilités dans le modèle, une période de spin-up est instaurée en début de simulation. Elle consiste à établir progressivement le forçage (tidal et atmosphérique) en multipliant les termes correspondant par un coefficient qui croît linéairement avec le temps pendant celle-ci. Elle a été fixée à 72 h, durée permettant d'assurer la stabilité du modèle.

2.4.2 Validation du modèle

La validation du modèle a été effectuée par comparaison à une base de 15 marégraphes situés le long des côtes espagnole et atlantique, ainsi qu'en Manche. La position des marégraphes est présentée sur la *figure 2.14*.

Les *figures 2.15, 2.16* et *2.17* présentent, pour 7 marégraphes, les comparaisons entre les sorties du modèle soumis au seul forçage atmosphérique et les séries marégraphiques auxquelles le signal de marée a été retiré par analyse harmonique (signaux résiduels ; Letellier and Roblou, 2001), dans la gamme d'échelles temporelles comprises entre 12 heures et 10 jours. Nous indiquons aussi sur ces figures la réponse isostatique de l'océan à la pression atmosphérique (approximation de Baromètre Inverse).

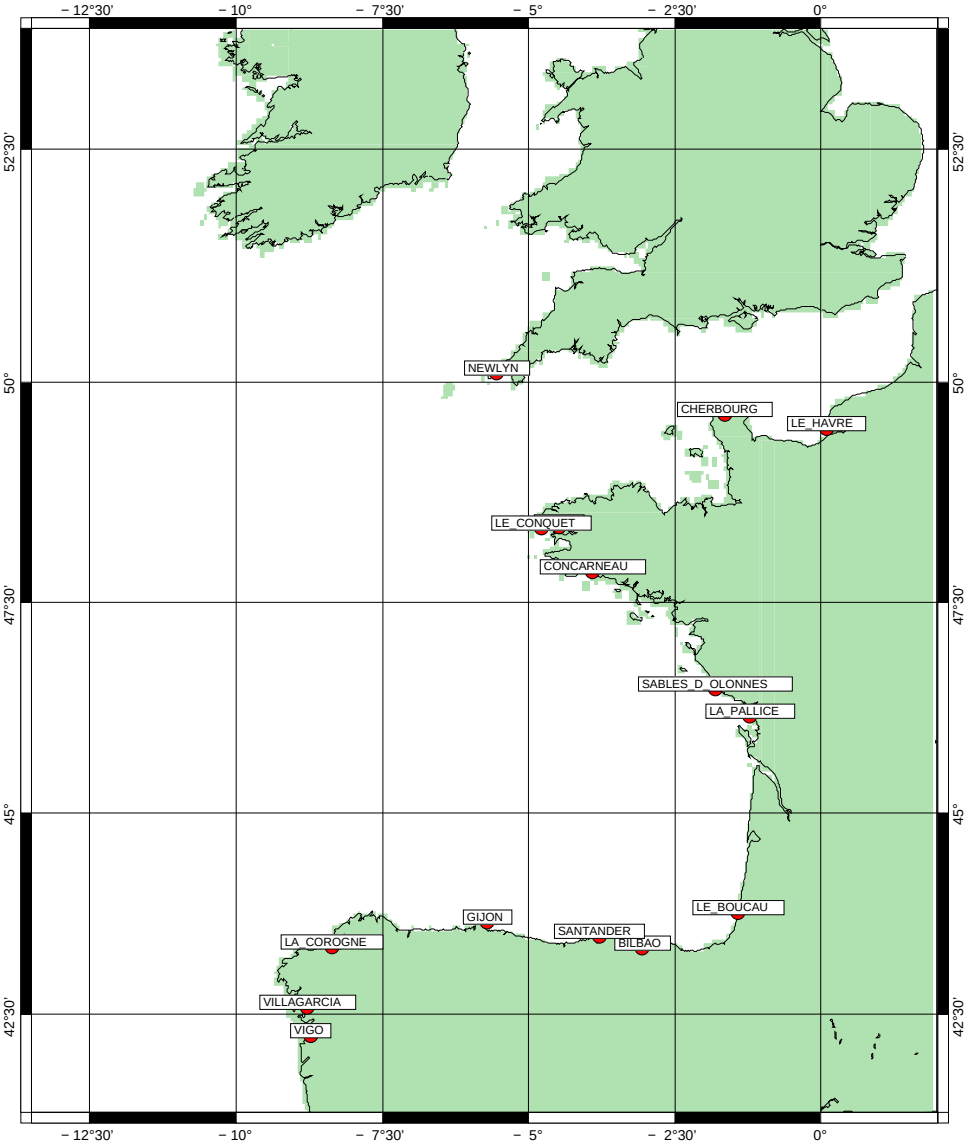


Fig. ***2.14*** – *Localisation des marégraphes utilisés pour la validation du modèle*

Il est intéressant de noter que les solutions du modèle se distinguent peu de celle simulées par le baromètre inverse aux marégraphes espagnols, stations soumises à des vents généralement assez faibles, alors qu'elles s'en écartent significativement aux stations plus exposées telles que les marégraphes de Brest ou ceux de la Manche.

Concernant les comparaisons entre modèle et observations, on note quelques imprécisions sur les résultats du modèle (celui-ci représente mal les processus très haute fréquence ($< 12h$) enregistrés aux marégraphes de La Corogne ou La Pallice, sous-estime l'élévation de surface à Concarneau et la sur-estime au Havre), mais il apparaît que ce dernier représente correctement les processus observés aux échelles temporelles considérées.

Les écarts entre observations et modèle peuvent s'expliquer par les incertitudes sur le forçage atmosphérique (*Cf.* chapitre suivant) dont la faible résolution temporelle de ceux-ci (les champs atmosphériques sont disponibles toutes les 6h, ce qui implique que les processus océaniques aux fréquences inférieures à 12 h sont mal représentés), sur la bathymétrie (Mourre *et al.* (2004) montrent que des erreurs de représentation de la bathymétrie de quelques dizaines de mètres génèrent des différences d'élévation de surface (calculées par MOG2D) de quelques dizaines de centimètres), sur les conditions aux limites, et probablement aussi par les limitations inhérentes à la représentation barotrope de l'océan.

Le *tableau 2.1* regroupe les résultats de la comparaison statistique croisée du modèle aux données et au baromètre inverse : les écarts-type des 15 séries marégraphiques résiduelles y sont listés (colonne 1), et comparés aux écarts-type des mêmes séries corrigées par les sorties du modèle (colonne 2) ou le baromètre inverse (colonne 3), pour tout le spectre de fréquence et pour la gamme de périodes comprise entre 12 h et 10 j (colonne 4). Ces statistiques ont été calculées sur la période complète du mois de novembre, afin de nous assurer de leur validité. Dans la quasi totalité des stations, le modèle permet une meilleure description de la réponse de l'océan au forçage atmosphérique que celle modélisée par le baromètre inverse : la réduction moyenne d'écart standard décrite par le baromètre inverse est de l'ordre de 28%, tandis que celle du modèle approche 43%. Si de plus on isole les processus de périodes comprises entre 12 h et 10 j (on retire ainsi en théorie la composante barocline du signal observé), les écarts modèle-observations se réduisent encore, compris entre 2,09 et 5,78 cm écart-standard, soit une réduction moyenne de prés de 85 % (73,5 % pour le baromètre inverse). Il est donc légitime de conclure sur le fait que le modèle MOG2D décrit convenablement la variabilité haute fréquence de l'océan ($T < 10j$) sur la période et la zone de notre étude. Notons ici que dans de précédentes études, Carrère (2003) propose une validation du modèle à l'échelle globale, et Mourre (2004) étend cette validation à des régions plus énergétiques du Plateau Continental Européen telles que la Mer du Nord.

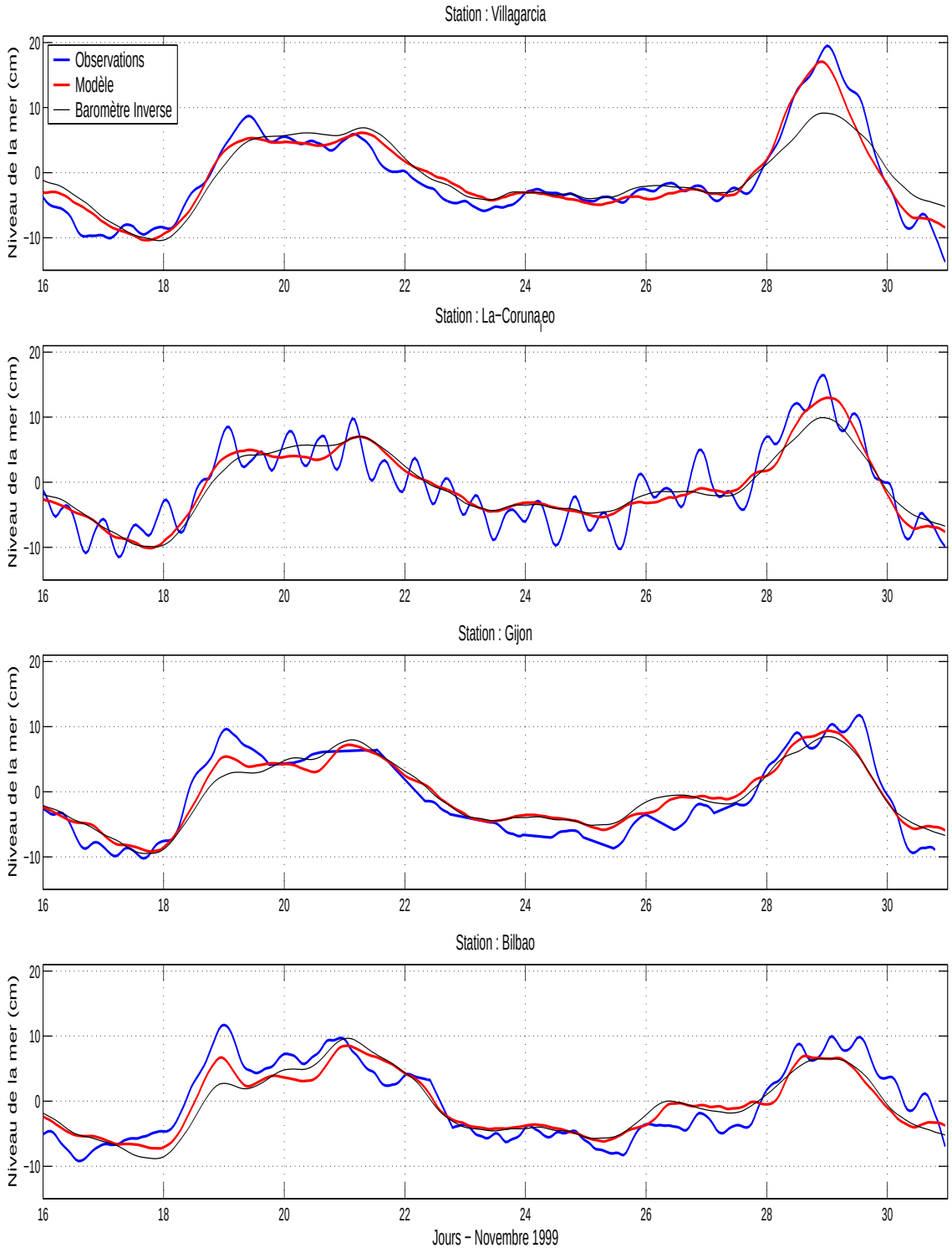


Fig. 2.15 – *Comparaison des séries temporelles de niveau de la mer simulées (modèle sous forçage atmosphérique seul, en rouge) et observées (séries marégraphiques résiduelles, en bleu) pour 4 marégraphes espagnols : Villagarcia, La Corogne, Gijon et Bilbao*

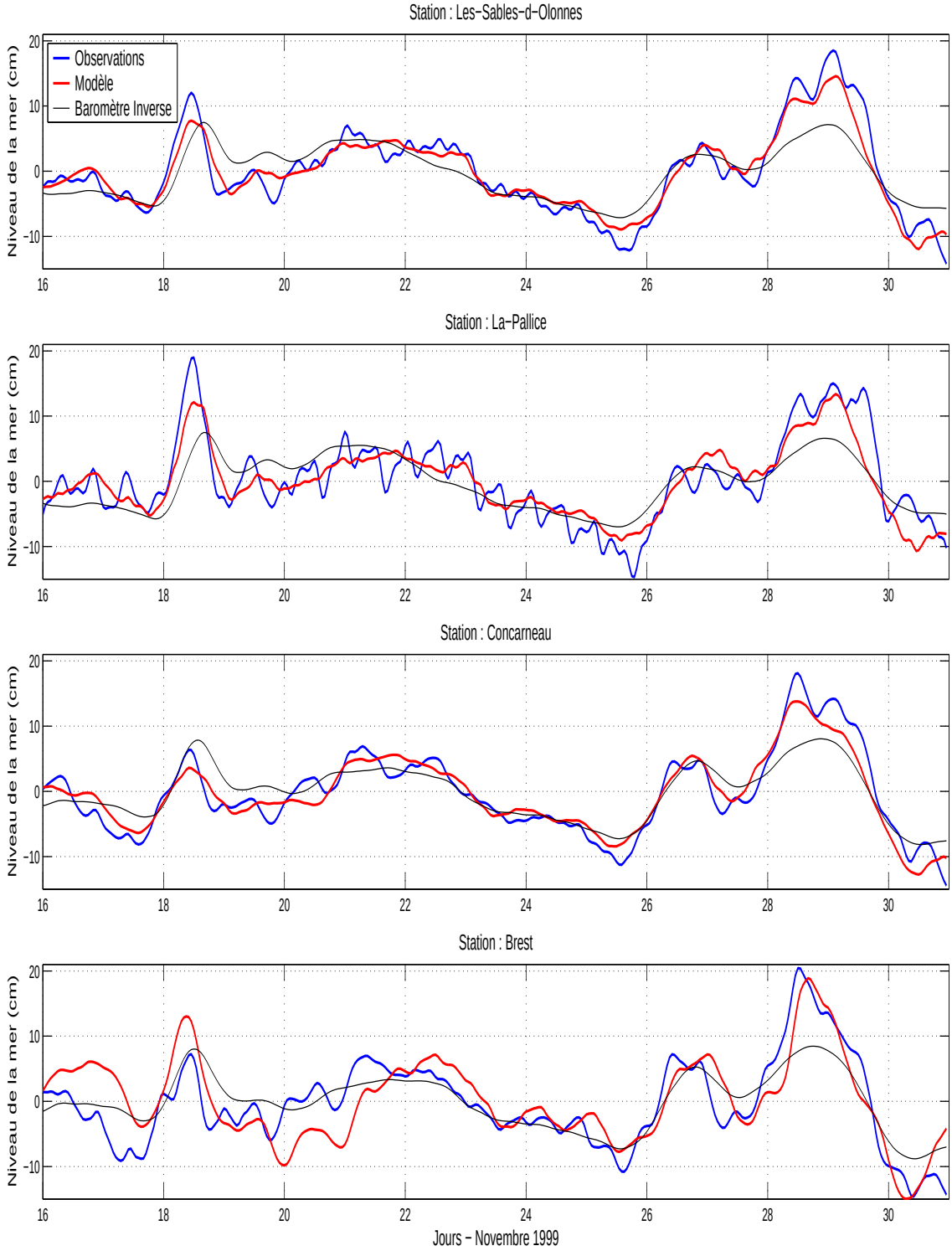


Fig. 2.16 – *Idem pour 4 marégraphes de la façade atlantique française : Les Sables d'Olonnes, La Pallice, Concarneau et Brest*

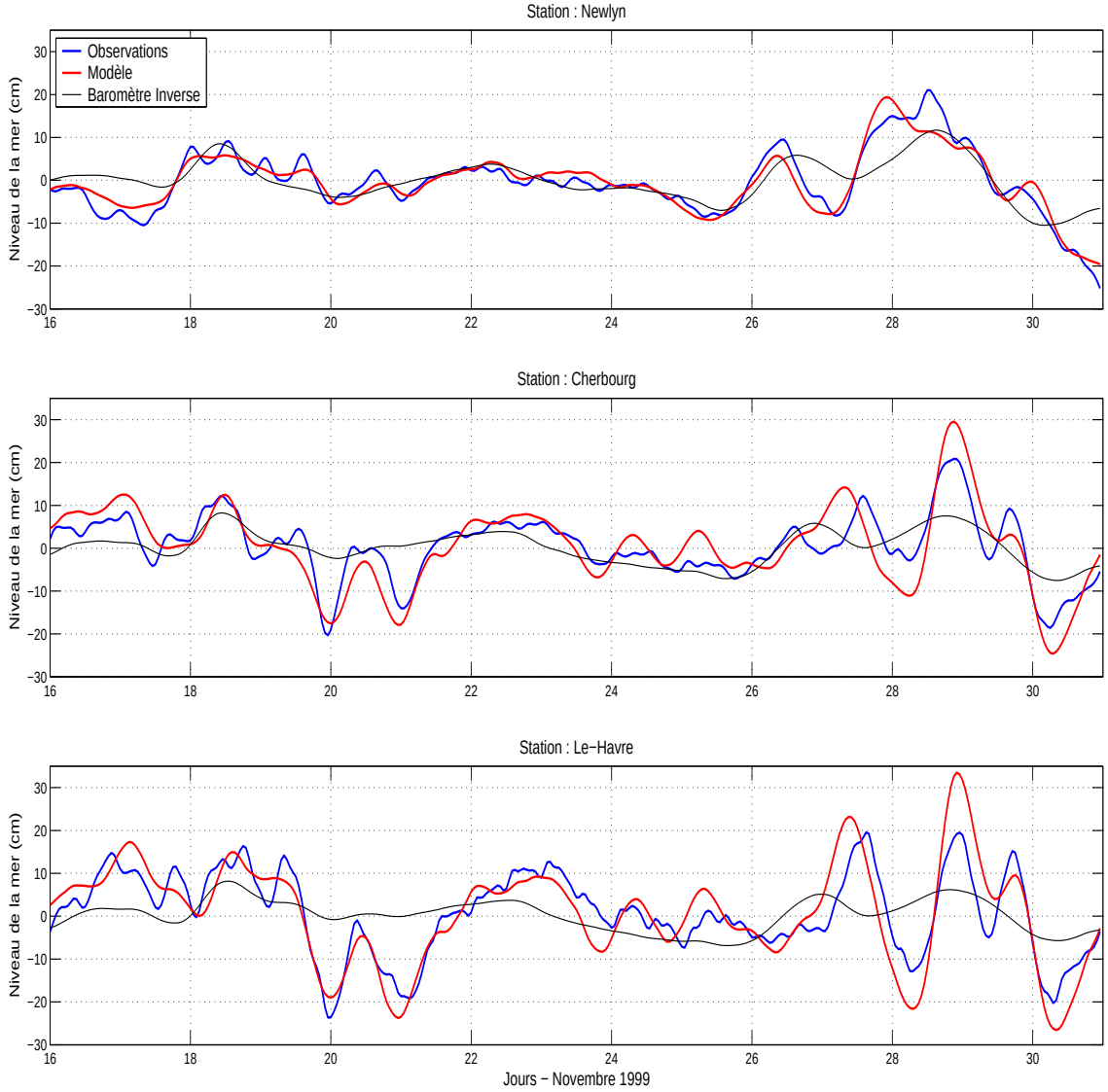


Fig. *2.17* – *Idem pour 3 marégraphes en Manche : Newlyn, Cherbourg et Le Havre*

Marégraphe	**Ecart type (STD) du signal résiduel** (cm)	**STD(Obs-BI)** (cm)	**STD(Obs-MOG2D)** (cm)	**STD (Obs-MOG2D) (12h<T<10j) (idem pour STD(Obs-BI))** (cm)
Villagarcia	9,06	5,88	4,28	2,09 (3,41)
Vigo	9,09	6,03	4,87	2,56 (3,52)
La Corogne	10,07	7,87	7,25	3,00 (3,71)
Gijon	9,57	5,87	4,66	2,37 (3,03)
Santander	8,37	5,54	5,10	2,27 (2,52)
Bilbao	8,99	5,99	5,46	2,64 (3,00)
Le Boucau	7,56	4,78	5,07	2,93 (2,48)
La Pallice	12,68	11,24	9,51	3,44 (4,51)
Sables d'Olonnes	11,57	10,11	7,55	2,86 (4,63)
Concarneau	11,72	9,00	6,68	2,82 (4,48)
Le Conquet	11,99	7,96	5,87	2,28 (4,03)
Brest	12,30	9,08	7,77	5,14 (4,55)
Cherbourg	14,67	11,34	8,21	5,16 (5,36)
Le Havre	18,78	16,85	12,28	5,78 (8,59)
Newlyn	12,61	8,72	6,63	2,71 (5,60)

TAB. 2.1 – *Déviation standard du niveau de la mer résiduel , et des écarts aux observations pour le baromètre inverse et pour le modèle aux différentes stations.*

2.4.3 Description de la simulation de référence

La simulation de référence de notre étude s'étend sur 15 jours, du 16 novembre au 1^{er} décembre 1999, et inclut la réponse de l'océan au forçage atmosphérique ainsi qu'à la marée. Nous rappellons d'abord brièvement les caractéristiques de la marée barotrope dans la zone d'étude ; nous présentons ensuite l'évolution des conditions atmosphériques durant la période d'étude, puis les échelles spatio-temporelles de la réponse de l'océan au forçage atmosphérique. A ce propos, et afin de rendre compte le mieux possible de cette réponse océanique au forçage météorologique, il nous est apparu nécessaire de la distinguer de la réponse totale : en effet, les amplitudes caractéristiques de la marée sont de l'ordre de 150 à 200 cm sur les côtes de la zone, alors que la réponse moyenne de l'océan au forçage atmosphérique s'y mesure en dizaines de centimètres. Par souci de clarté, nous présentons donc séparément les deux types de réponses océaniques.

2.4.3.1 Réponse à la marée

Dans la simulation de référence, MOG2D a été configuré pour simuler la marée à partir des ondes M_2 et K_1 ; il calcule ensuite les contributions des ondes M_3, M_4 et M_6.
Comme on l'a vu précédemment (*Cf. paragraphe 2.3.2.1*), La dynamique de la marée sur la zone est dominée par la marée semi-diurne. La *figure 2.18* illustre ainsi un cycle de marée de 12 h, mettant en évidence la propagation de l'onde M_2 depuis la bassin profond vers la Manche. Pour plus de détails, on pourra se reporter au *paragraphe 2.3.2.1.*

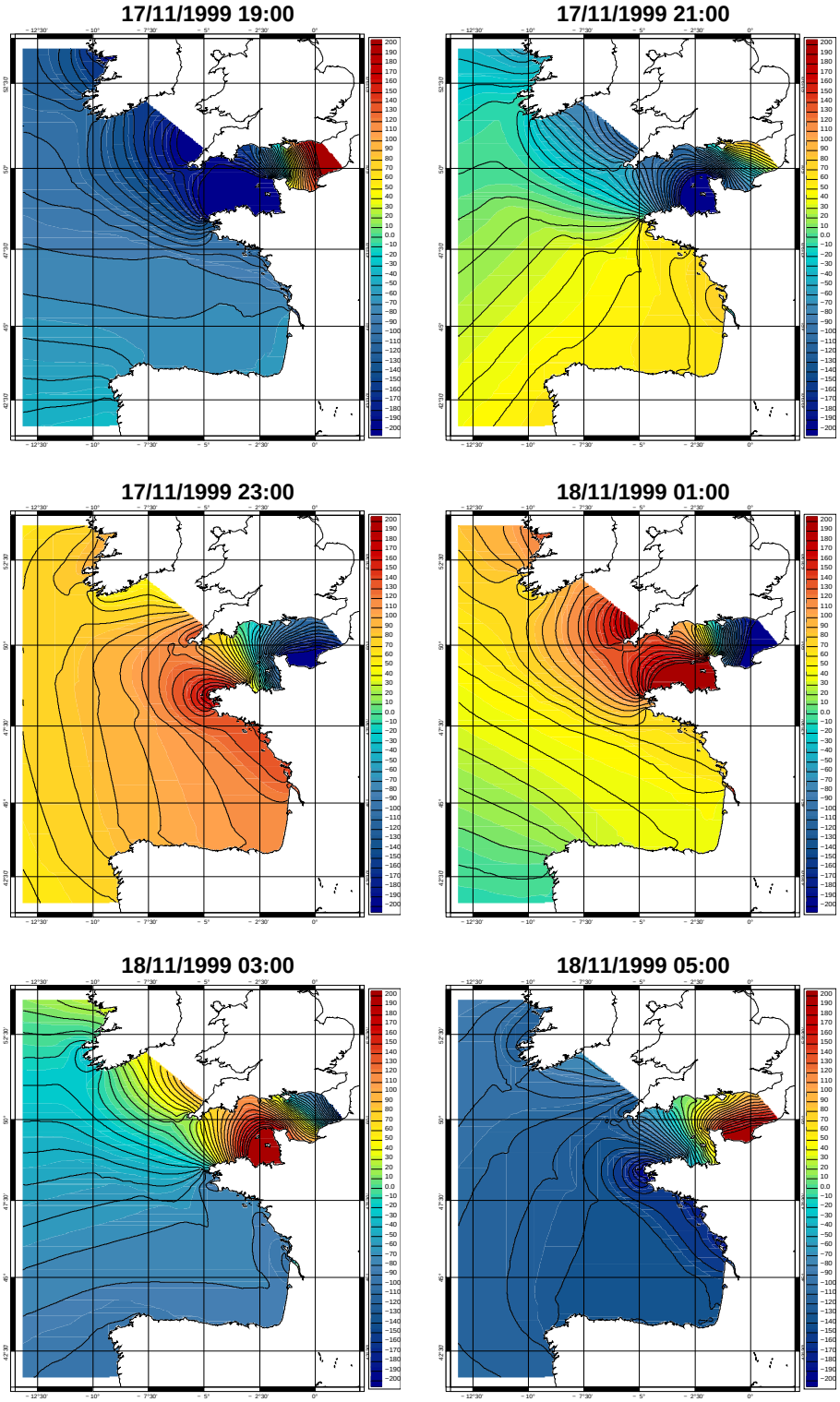


Fig. *2.18* – *Evolution de l'élévation de surface durant un cycle de marée sur 6 dates : le 17/11/1999 à 19h00, 21h00 et 23h00, puis le 18/11/1999 à 01h00, 03h00 et 05h00. L'échelle est comprise entre -200 et +200 cm*

2.4.3.2 Conditions atmosphériques et réponse au forçage en vent et pression

Cette période, typique de la saison hivernale sur cette partie de l'Europe, est caractérisée par un passage important de perturbations sur la zone (*Cf. paragraphe 2.2.2*) responsable de conditions météorologiques très variables : les échelles de variabilité temporelle du vent et de la pression sont de l'ordre de 2 à 3 jours, et sont identifiables sur les *figures 2.19, 2.20* et *2.21*, présentant l'évolution temporelle de la direction et de la vitesse du vent et de la pression en trois points du domaine. Quatre situations atmosphériques remarquables, respectivement le 17, 21, 26 et 28 novembre, sont aussi illustrées sur la *figure 2.22* afin de rendre compte des échelles spatiales des processus atmosphériques rencontrés sur la période d'étude.

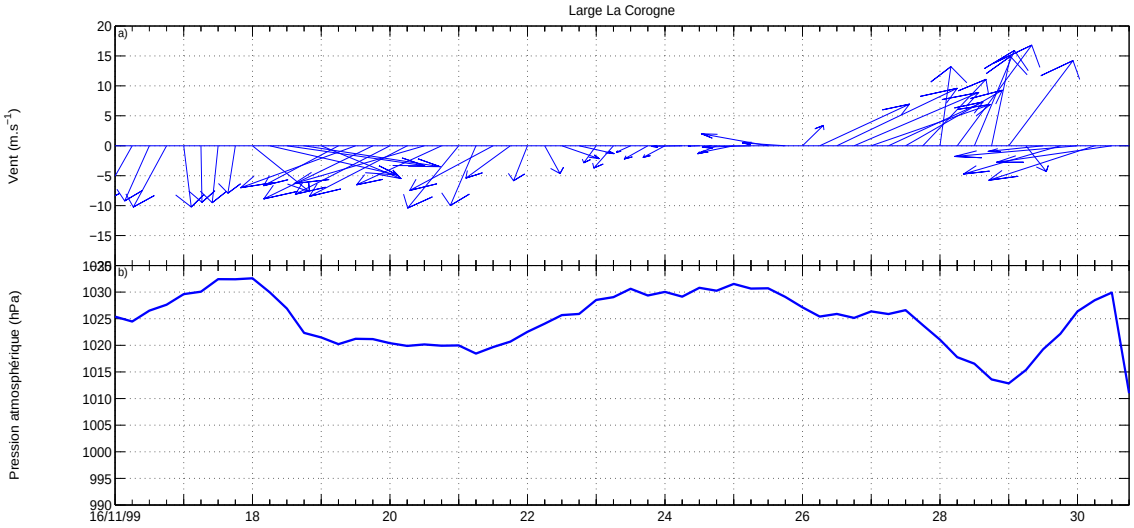


Fig. ***2.19*** *– Evolution temporelle a) de la direction et de la vitesse du vent et b) de la pression atmosphérique de surface en un point situé au large de La Corogne*

Le **17 novembre à 00 UTC** (*figure 2.22-a*), la situation présente les caractéristiques d'un flux de Nord-Ouest (*Cf. paragraphe 2.2.2*) : un système de hautes pressions est installé sur la partie ouest de la zone, tandis qu'une dépression s'installe sur la Norvège ; les vents sont orientés au Nord-Ouest sur la zone, avec des vitesses de l'ordre de 10 $m.s^{-1}$.

le **21 novembre à 00 UTC** (*figure 2.22-b*), le système dépressionnaire précédent s'est déplacé vers le Sud et se trouve désormais sur la partie occidentale de la Méditerranée ; une extension anticyclonique couvre les Îles Britanniques. Le vent souffle du secteur nord-est sur la zone, à environ 10 $m.s^{-1}$ sur le centre du Golfe, et 5 $m.s^{-1}$ au sud de l'Irlande (flux de Nord-Ouest).

Entre le 26 et le 30 novembre, deux dépressions creusées traversent la zone par le Nord, générant des vents soutenus sur le Golfe de Gascogne : le **26 novembre à 06 UTC** (*figure 2.22-c*), un flux d'ouest/sud-ouest s'établit sur la zone : une dépression creusée à environ 990 hPa, couvre le

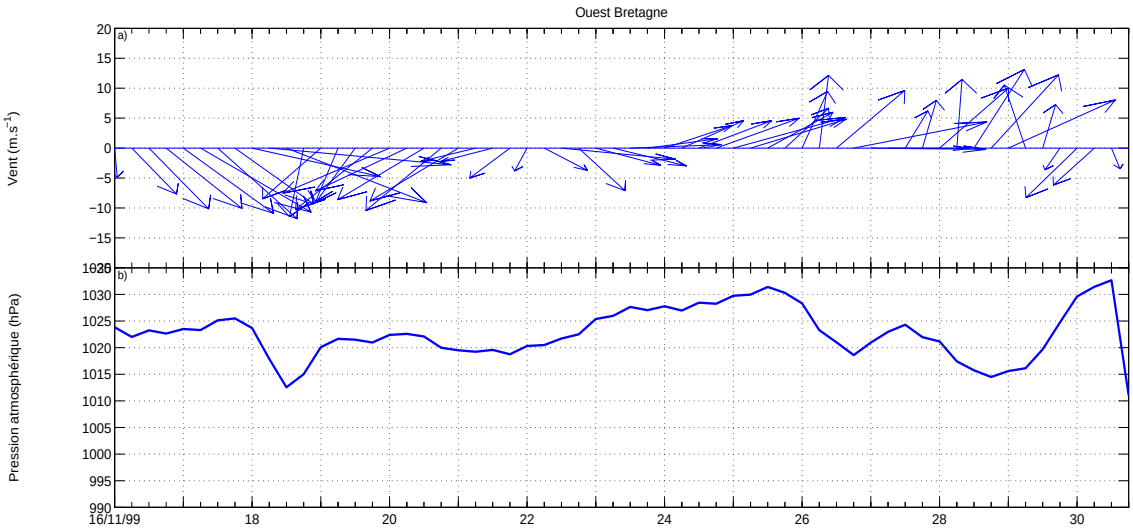


Fig. ***2.20*** – *Idem pour un point situé au large de la Bretagne*

nord des Îles Britanniques, tandis qu'un anticyclone (environ 1030 hPa) est établi sur le bassin ouest méditerranéen. Les vents s'enroulent autour du centre de la dépression, soufflant à environ 25 m.s^{-1}, et atteignant 15 m.s^{-1} en Mer du Nord suivant des isobares très resserrées. Dans la zone d'étude, une veine de vent de secteur sud-ouest et approchant les 20 m.s^{-1} traverse la partie centrale du Golfe, tandis que des vents plus faibles (7 m.s^{-1}) soufflent du secteur sud-est dans le fond du Golfe.

La précédente dépression se déplace ensuite vers l'Europe du Nord, rapidement suivie par deux systèmes dépressionnaires (creusés à environ 990 hPa), localisés le **28 novembre à 06 UTC** (*figure 2.22-d*) respectivement sur le Sud-Ouest de l'Irlande et sur le Nord des Îles Britanniques. La zone se trouve alors dans un régime de sud-ouest très marqué. Le système de hautes pressions couvre toujours l'Ouest de la Mer Méditerranée. Autour de la dépression la plus septentrionale, les vents soufflent à 15 m.s^{-1}. Le centre de la deuxième dépression est situé sur la partie nord-ouest de la zone d'étude, au Sud-Ouest de l'Irlande, et les vents s'enroulant autour atteignent des vitesses supérieures à 20 m.s^{-1} au secteur nord. Dans le Golfe de Gascogne, le vent est principalement dirigé au Nord, avec des valeurs comprises entre 2 m.s^{-1} sur la Côte Cantabrique, et 10 m.s^{-1} le long de la côte atlantique française.

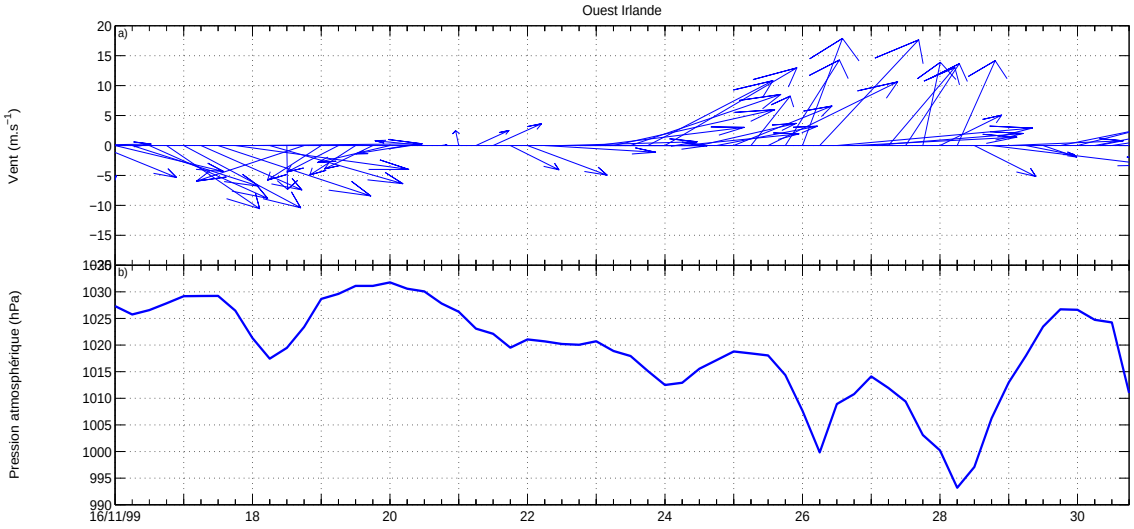


Fig. *2.21* – *Idem pour un point situé au large de l'Irlande (côte ouest)*

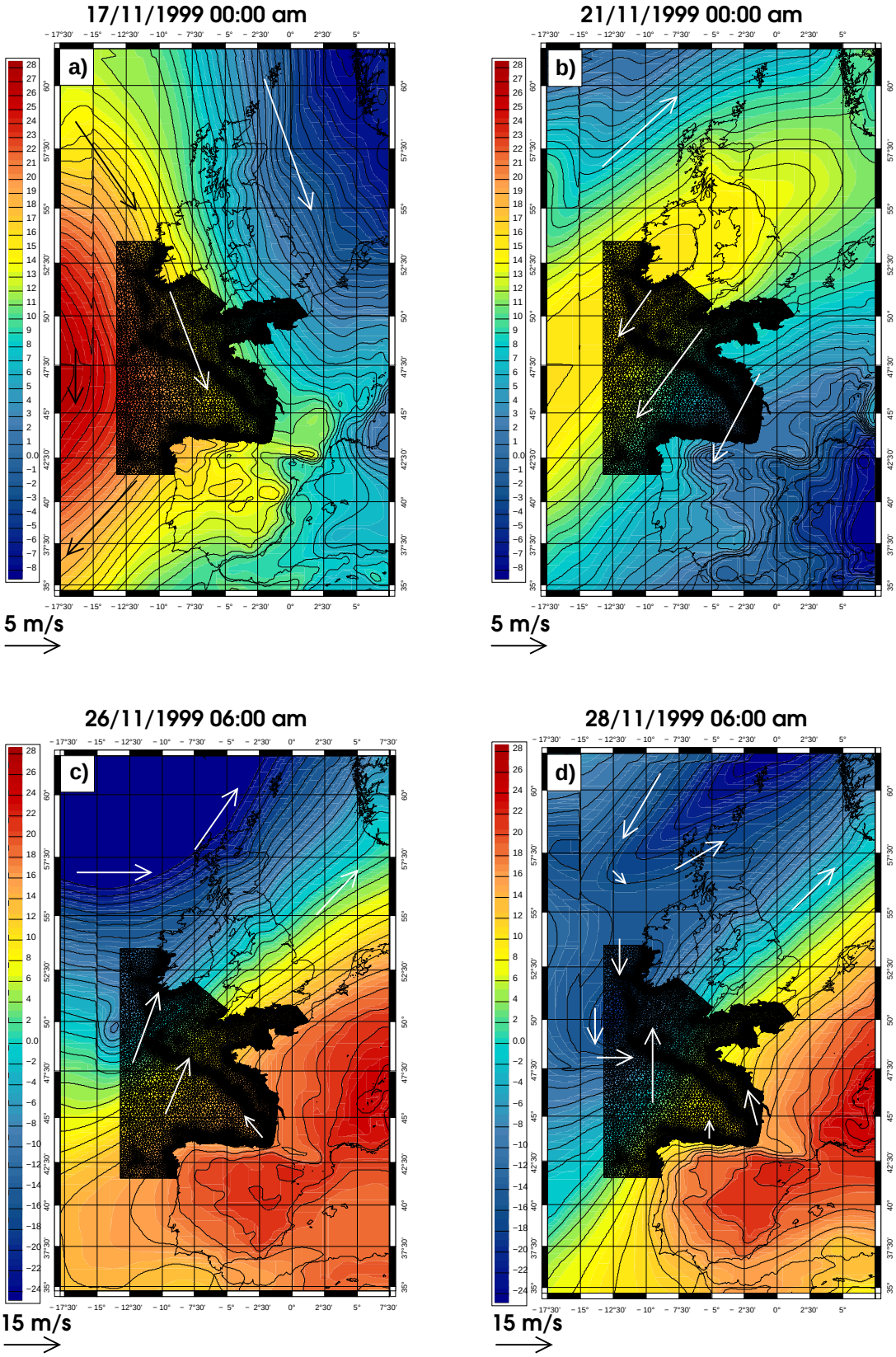


Fig. *2.22 – Vents à 10m (en ms^{-1}) et anomalies de pression atmosphérique de surface (en hPa par rapport au niveau de référence de 1011 hPa) pour 4 dates de la période d'étude*

Durant la période d'étude, le Golfe de Gascogne est donc sous l'influence d'un régime atmosphérique typiquement "gaussien", caractérisé par une variabilité des processus significative (passage de trois dépressions au Nord de la zone d'étude, accompagné d'une évolution des vents et de la pression selon une échelle de variabilité de l'ordre de 2 à 3 jours) mais ne présentant pas d'évènement extrême.

Réponse au forçage en vent et pression

La réponse océanique du modèle au forçage atmosphérique est illustrée sur la *figure 2.26*, pour huit instants différents échantillonnés à 48 h.
Sur le Golfe de Gascogne, la pression atmosphérique évolue lentement pendant la période, et les vents restent modérés ; l'élévation de surface évolue donc peu, comme le montre aussi la *figure 2.23*, présentant les séries de hauteur de mer simulées en un point du large, et en un point côtier proche de Bayonne : les amplitudes du signal sont comprises entre -20 et 0 cm, avec des échelles temporelles de l'ordre de 2 à 4 jours. Les structures spatiales rencontrées sont grandes, de l'ordre de celles des structures atmosphériques, soit de l'échelle du Golfe. La

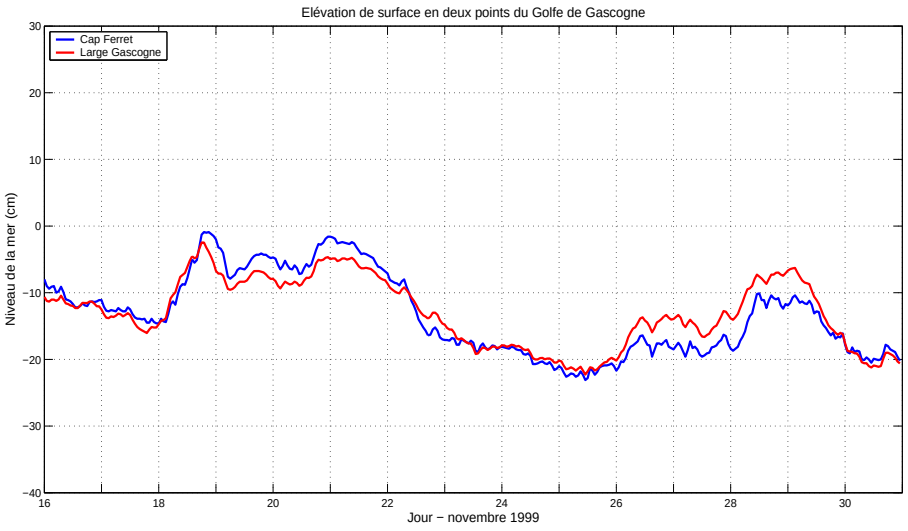


Fig. *2.23* – *Evolution du niveau de la mer simulé sur la période en un point proche de Bayonne (bleu), et un point au centre du Golfe de Gascogne (rouge).*

situation est différente dans la Manche : les variations et les amplitudes du niveau de la mer augmentent à mesure que l'on se rapproche du Pas de Calais ; ceci est illustré sur les séries de niveau de la mer simulé en un point à l'entrée de la Manche et à proximité de l'Île de Wight (*figure 2.24*) : en M Celtique, le signal d'élévation de surface est compris entre -20 et +10 cm, avec des échelles temporelles de l'ordre de 2 à 4 jours ; à l'Île de Wight, l'évolution du niveau de la mer est marquée d'un jour à l'autre, avec des amplitudes comprises entre -40 et +30 cm.

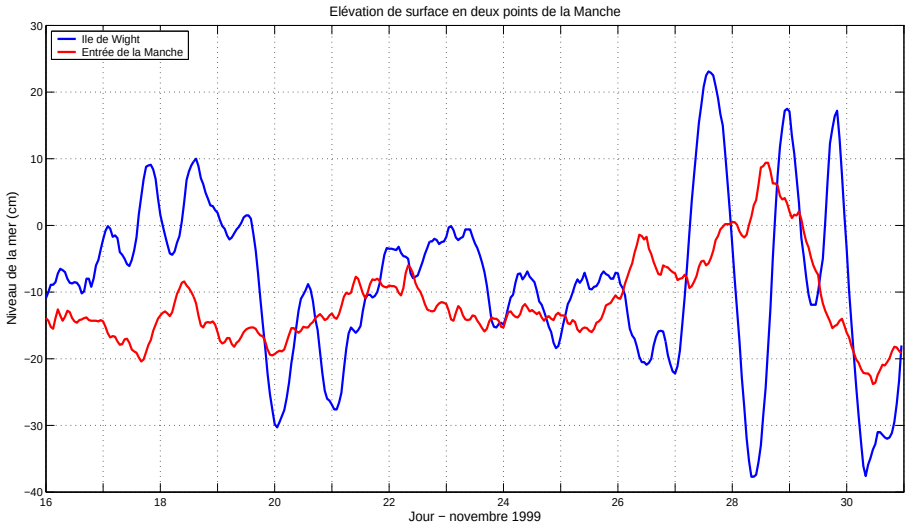


Fig. *2.24* – *Idem pour un point à l'entrée ouest de la Manche (rouge), et un point à proximité de l'Île de Wight (bleu).*

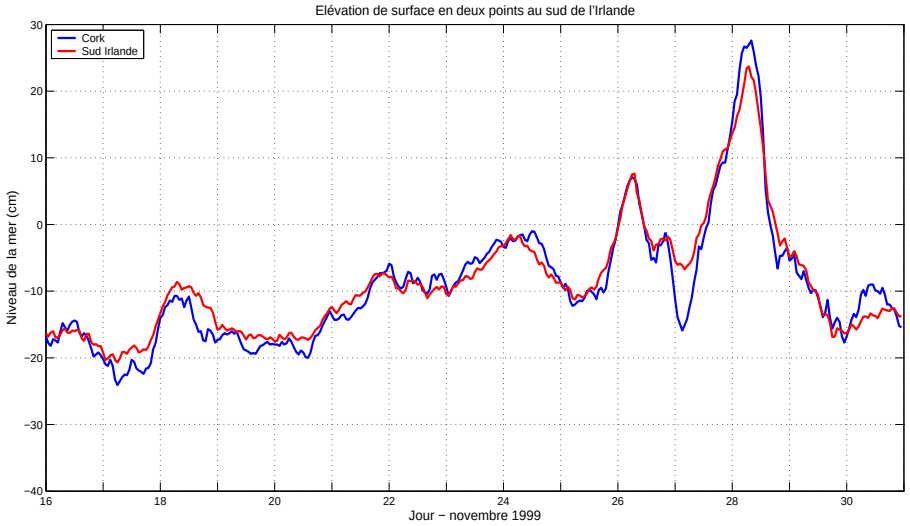


Fig. *2.25* – *Idem pour un point à proximité de Cork (bleu), et un point au Sud-Ouest de l'Irlande.*

2.4 Modélisation océanique dans le Golfe de Gascogne

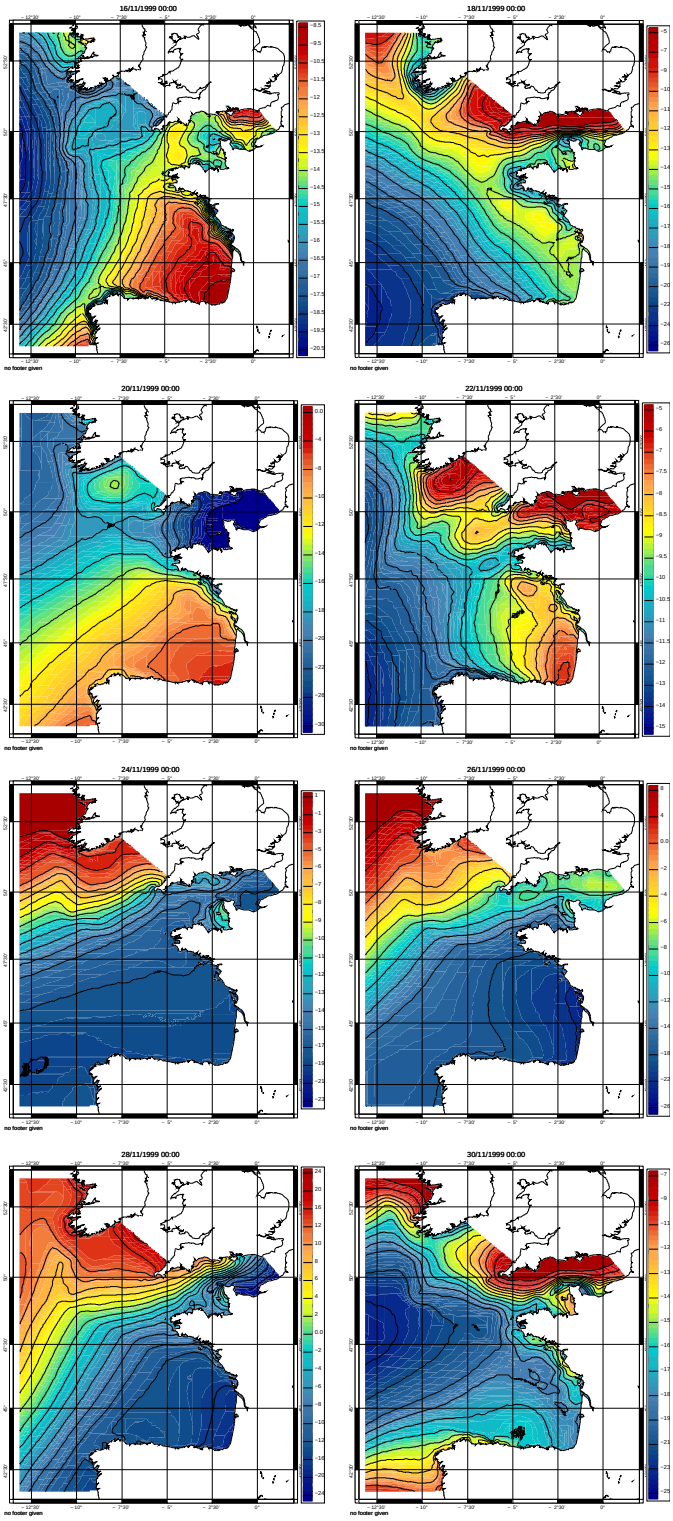


Fig. *2.26* – *Niveau de la mer simulé par le modèle en réponse au forçage atmosphérique, pour huit dates : le 16, 18, 20, 22, 24, 26, 28 et 30 novembre 1999 à 00h00*

Dans la partie nord du bassin (autour de l'Irlande), le niveau de la mer, compris entre -20 et 0 cm, évolue lentement sur quasiment toute la période (tous les 3 jours environ), sauf entre le 26 et le 29 novembre où deux pics d'élévation, dont l'un à +30 cm, apparaissent, respectivement les 26 et 28 novembre à 06 h (*figure 2.25*).

Afin d'illustrer les échelles spatio-temporelles de la réponse de l'océan au forçage atmosphérique dans ces différents bassins, et de les mettre en relation avec celles de l'atmosphère, des sections ont été échantillonnées le long des côtes du domaine, la première suivant les côtes espagnoles puis françaises le long du Golfe de Gascogne puis dans la Manche, la seconde longeant les côtes irlandaises puis anglaises en Manche (*Cf. figure 2.27*). Les résultats sont présentés sous forme

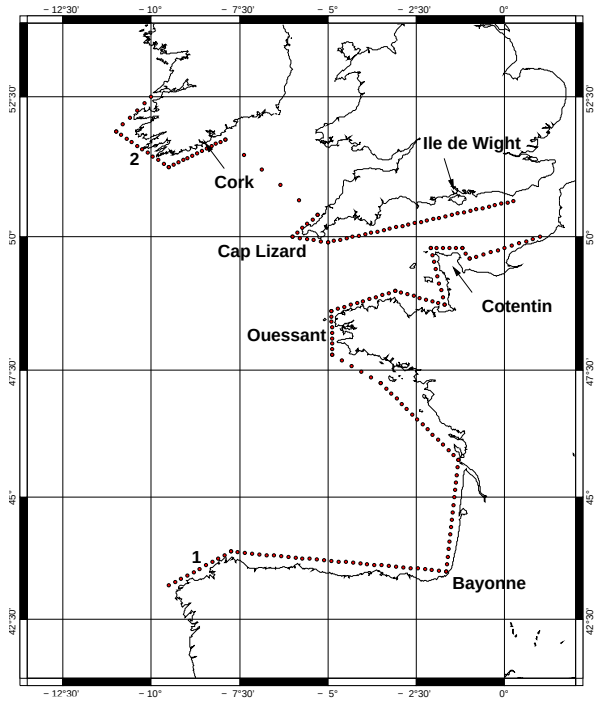


Fig. 2.27 – *Sections considérées pour l'étude des processus barotropes côtiers sur les différents bassins du domaine*

de graphes espace-temps sur les *figures 2.28* et *2.29* pour le niveau de la mer total, et sur les *figures 2.30* et *2.31* pour la réponse non-isostatique de l'océan à l'atmosphère, soit le niveau de la mer corrigé du Baromètre Inverse.

Les *figures 2.28* et *2.30* illustrent la diversité des comportements océaniques entre le bassin du Golfe de Gascogne et de la Manche : le long des côtes espagnole et atlantique française, l'évolution du niveau de la mer est faible (comme vu précédemment) ; la réponse non-isostatique

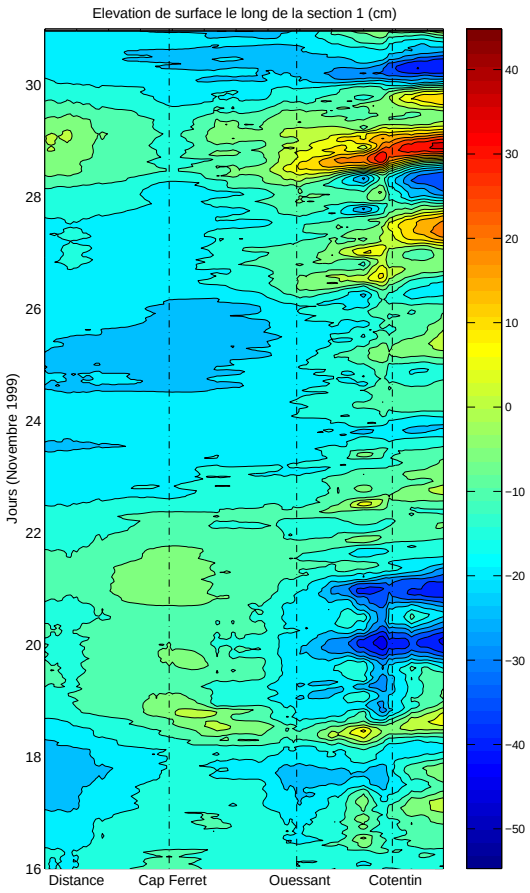


Fig. *2.28* – *Evolution spatio-temporelle du niveau de la mer le long de la section 1*

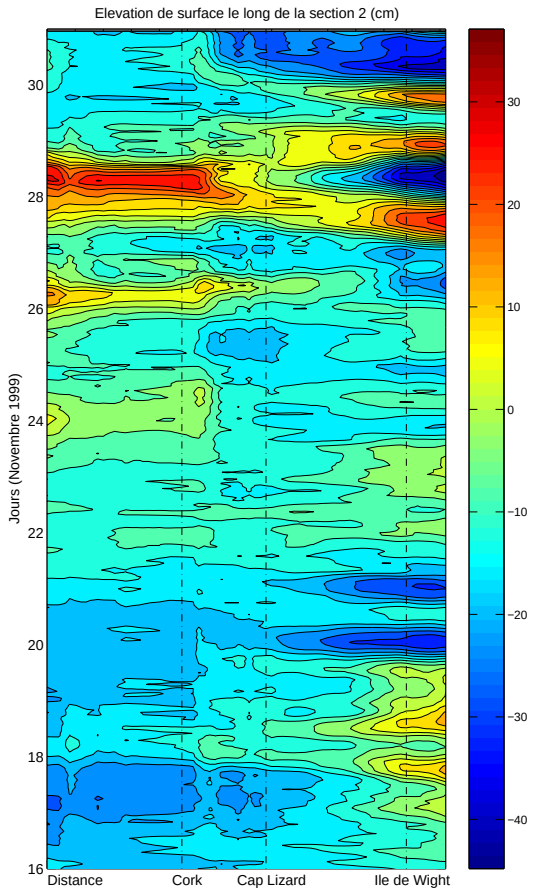


Fig. *2.29* – *Idem le long de la section 2*

reste inférieure à 10 cm (*figure 2.30*), la dynamique est donc principalement gouvernée par les variations de pression, qui sont faibles sur le Golfe durant cette période. Ce comportement change significativement dès que l'on pénètre dans la Manche : du 16 au 26 novembre, sur les côtes françaises, le niveau de la mer évolue sans propagation visible, et plutôt selon une série de gonflements et retraits, principalement dans la Baie du Mont Saint-Michel (zone propice aux phénomènes d'accumulation/vidange d'eau de par sa géométrie), et proche de l'embouchure de la Mer du Nord. Dans cette zone, ces gonflements et retraits pourraient être liés au comportement dynamique de la Mer du Nord à travers le détroit du Pas de Calais (et provoqués par la propagation d'une anomalie positive d'élévation de surface le long des côtes est-anglaises), comme l'a montré Mourre (2004), sur une simulation de l'année 1998.

Du 26 au 30 novembre, deux dépressions passent sur le Nord du domaine, le 26 et le 28 novembre en début de journée (voir *paragraphe 2.4.3.2*) ; si la première dépression ne provoque pas de surcote importante (+15 cm simulés sur les côtes sud-est et sud de l'Irlande), la forte chute de pression et les vents orientés vers les côtes, associés à la perturbation du 28, provoquent en revanche une surcote de 30 cm dans cette zone (*figure 2.25* et *2.29*). Cette surcote se propage ensuite sous forme d'onde dans la Manche le 28 à 12h (*figure 2.32*), avec amplification du signal dans le fond du canal de la Manche (40 cm simulés au niveau du Cotentin, puis vers le Pas de

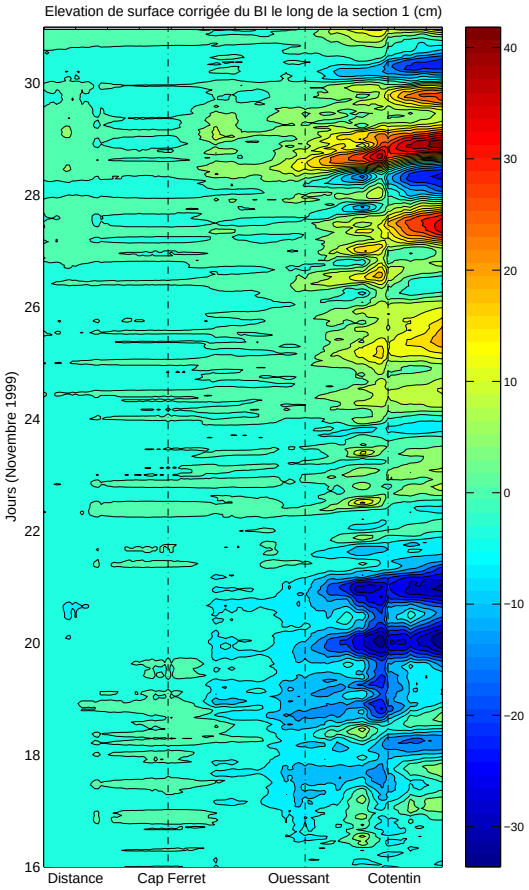


Fig. *2.30* – *Evolution spatio-temporelle du niveau de la mer corrigé du Baromètre Inverse le long de la section 1*

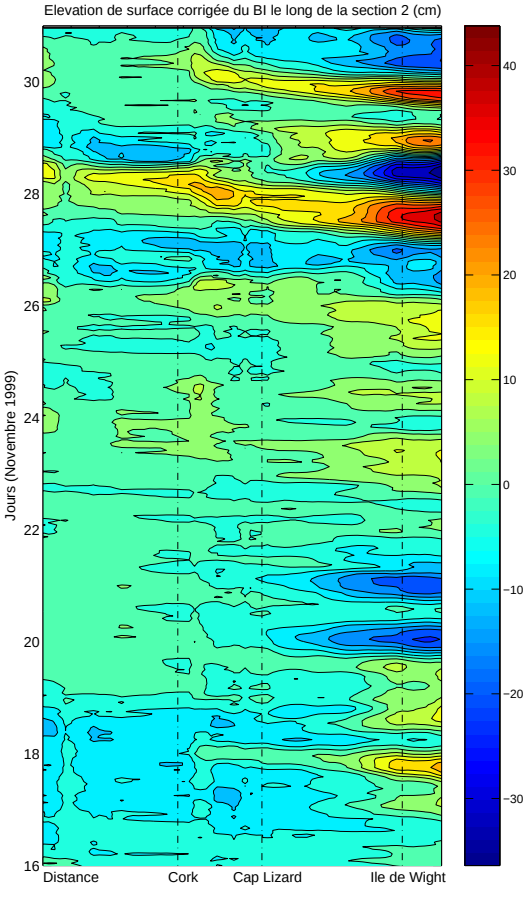


Fig. *2.31* – *Idem le long de la section 2*

Calais). Cette onde laisse les côtes sur sa droite, et se propage à la vitesse d'environ 15 m.s^{-1} (12h pour parcourir 600 km), célérité correspondant à celle des ondes de Kelvin le long des côtes en eaux peu profondes ($\sqrt{gH}$, avec $H \sim 20$ m).

D'autres propagations d'ondes sont visibles dans la Manche, le long des côtes anglaises, notamment le 27 entre 6h et 18h, la propagation ayant lieu du détroit du Pas de Calais vers le Cap Lizard (*figure 2.33*).

Durant cette période d'étude, les conditions atmosphériques évoluent lentement dans le Sud du domaine ; la réponse océanique modélisée dans le Golfe de Gascogne reste donc aussi faible, majoritairement pilotée par l'évolution de la pression. L'impact plus remarquable des dépressions de fin novembre se traduit par une surcote de l'ordre de 30 cm se développant au Sud de l'Irlande et se propageant en Manche sous forme d'onde de Kelvin. Les structures barotropes rencontrées dans cette simulation sont donc caractérisées par des échelles spatiales de l'ordre de 100 km (pour les processus haute fréquence telles que les ondes de Kelvin en Manche) à

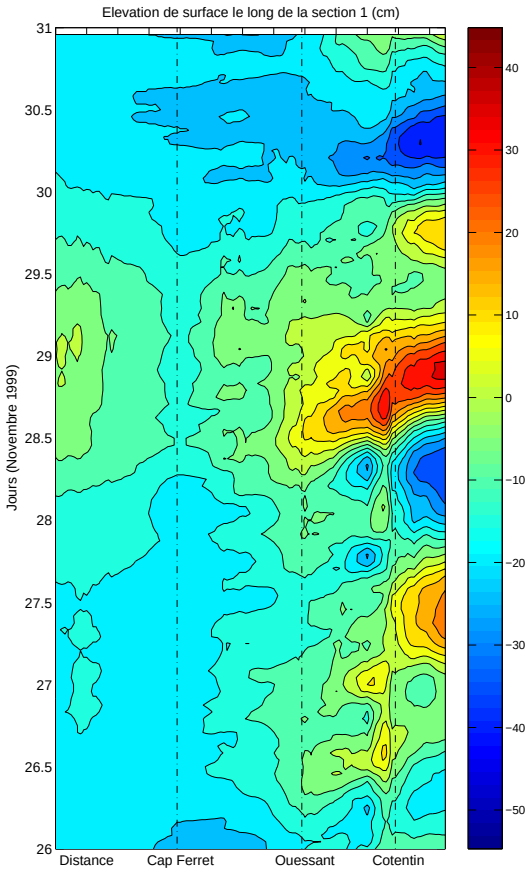


Fig. *2.32* – *Evolution spatio-temporelle du niveau de la mer le long de la section 1, du 26 au 30 novembre*

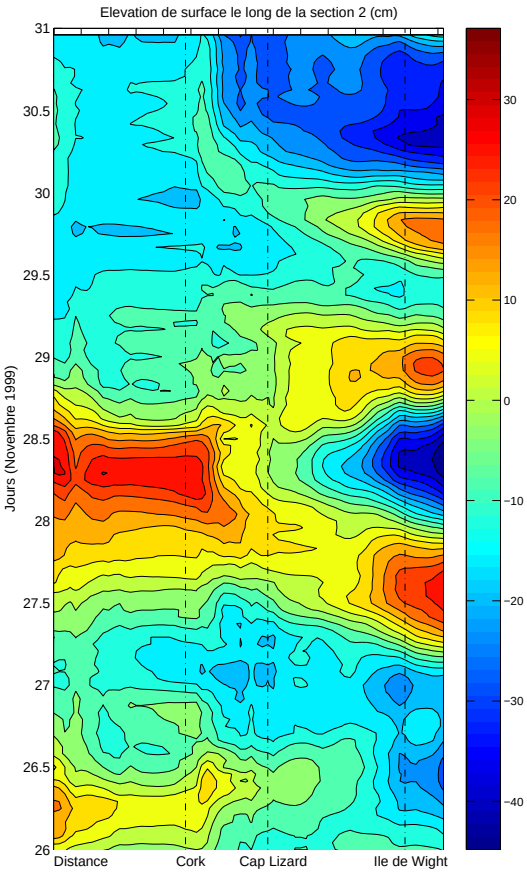


Fig. *2.33* – *Idem le long de la section 2*

300 km (dimension typique des structures océaniques sur le Golfe de Gascogne), et des échelles spatiales comprises entre 1 et 3 jours.

Chapitre 3

Caractérisation du sous-espace d'erreur du modèle par méthode d'ensemble

Sommaire

3.1 Objectifs 58
3.2 Méthodologie : perturbations des forçages atmosphériques 59
3.3 Génération des perturbations atmosphériques 64
3.4 Statistiques de l'ensemble océanique 65
3.4.1 Caractère gaussien des *pdfs* d'ensemble 65
3.4.2 Extension spatiale de la variance d'ensemble 65
3.4.3 Evolution temporelle locale de la variance d'ensemble 68
3.4.4 Temps d'oubli des conditions initiales 72
3.5 Domaine d'influence d'une observation - Covariances d'erreur du modèle 75
3.5.1 Représenteurs et domaines d'influence d'une observation 75
3.5.2 Représenteurs mixtes océan-atmosphère 81
3.6 Génération des EOFs d'ensemble multivariés 83
3.6.1 Génération des EOFs d'ensemble 84
3.6.2 Convergence des EOFs d'ensemble 88

3.1 Objectifs

Le point central du problème d'assimilation de données réside dans la caractérisation des erreurs de prévision du modèle. En zone côtière, ces sources d'erreurs sont multiples, et il n'est pas possible de toutes les inclure dans une seule et même étude. Par conséquent, il est nécessaire de choisir le ou les quelques types d'erreurs dominants que nous cherchons à contrôler.
Dans ce cadre, plusieurs études similaires à la nôtre ont été menées au sein du POC : Baptiste Mourre (2004) a étudié, durant sa thèse de doctorat, l'impact des erreurs de bathymétrie sur la dynamique barotrope du modèle MOG2D principalement en Mer du Nord, et le contrôle potentiel de l'erreur océanique résultante par assimilation de données provenant de configurations altimétriques simulées, à l'aide d'un Filtre de Kalman d'Ensemble. Il montre notamment qu'une perturbation bathymétrique localisée sur la côte Est des Îles Britanniques peut induire, sous des conditions atmosphériques particulières, la génération d'une onde de Kelvin se déplaçant jusque sur les côtes danoises. Son étude met ainsi en évidence des régimes d'erreurs dépendant fortement des conditions atmosphériques et de l'état océanique en résultant, ainsi que de la zone considérée. Par ailleurs, ces régimes évoluent selon des échelles temporelles de l'ordre de quelques heures à quelques jours, et selon des variances d'ensemble (représentant l'amplitude des erreurs) de l'ordre de 1 à 10 cm^2. Gabriel Jordà Sánchez (2005) s'est intéressé quant à lui à l'impact d'erreurs dans le vent et le courant de pente sur la dynamique du modèle tridimensionnel SYMPHONIE (développé par Patrick Marsaleix au sein de l'équipe d'océanographie physique du Laboratoire d'Aérologie de Toulouse), sur la zone du Plateau Catalan. Il montre que les erreurs du modèle induites par les incertitudes sur le vent sont instationnaires et hautement dépendantes du régime de vent appliqué. Citons de même le travail actuel de Claire Dufau-Julliand, consacré à l'étude de sensibilité du même modèle implémenté sur la zone du Golfe du Lion, aux erreurs sur le paramètre de tension de vent et le forçage océanique à grande échelle (en l'occurrence, par perturbation de la profondeur du courant Nord), dans le but d'effectuer une réanalyse de la campagne FETCH (15 mars-15 avril 1998) par assimilation de données (ADCP, CTD, thermosalinographes, altimétriques) récoltées pendant cette mission océanographique. Comme Gabriel Jordà Sánchez, Claire Dufau-Julliand a montré que les statistiques d'erreurs obtenues étaient fortement dépendantes du temps et des régimes atmosphériques, et spatialement inhomogènes.

Dans le cadre de notre étude, les principales sources d'erreurs du modèle barotrope MOG2D sont *a priori* les incertitudes dans les forçages atmosphériques, la bathymétrie et les conditions aux limites (mis à part les erreurs de discrétisation internes au modèle). Les différentes études citées ont montré la sensibilité des erreurs étudiées au forçage atmosphérique (pour une dynamique barocline mais aussi barotrope), mettant en évidence le rôle majeur de la dynamique océanique induite par le couplage océan-atmosphère. Notre étude s'est focalisée sur l'impact des incertitudes dans les forçages atmosphériques sur les erreurs de prévision du modèle MOG2D, en vue de la mise en place de l'assimilation de données dans ce modèle.

3.2 Méthodologie : perturbations des forçages atmosphériques

Nous plaçant dans le cadre des méthodes d'ensemble, nous cherchons donc à générer un ensemble de trajectoires perturbées du modèle traduisant l'impact des incertitudes dans le forçage atmosphérique. Le modèle étant barotrope, seuls les forçages en pression atmosphérique et en vent ont une influence sur la dynamique du modèle, par l'intermédiaire de la réponse isostatique de Baromètre Inverse, et des réponses dynamiques à l'action combinée de la pression et de la tension de vent s'exerçant sur la surface marine. Par conséquent, nous nous limiterons aux deux sources d'erreurs en pression et vent.

Afin de générer l'ensemble d'étude, ces deux variables atmosphériques sont perturbées. Pour ce faire, nous utilisons la même technique que proposent Auclair *et al.* (2003) : les perturbations sont générées à partir d'une décomposition des champs atmosphériques en **10 EOFs** (*Empirical Orthogonal Functions*) relativement à leur moyenne temporelle (EOFs de variabilité). Le vecteur d'état de forçage atmosphérique de référence $\mathbf{X}$ est composé des champs de pression et de vitesses de vent, pour le mois de novembre 1999 ; il est donc de dimension $3n$, exprimé sur la grille d'étude du modèle (de dimension n), et s'exprime à tout instant t par :

$$\begin{aligned} \text{pour } i = 1, \ldots, n, \;\; X(i,t) &= p(i,t) \\ \text{pour } i = n+1, \ldots, 2n, \;\; X(i,t) &= Uw_x(i,t) \\ \text{pour } i = 2n+1, \ldots, 3n, \;\; X(i,t) &= Uw_y(i,t) \end{aligned}$$

où p, Uw_x et Uw_y sont les composantes de pression et de vent zonale et méridienne.
Il se décompose alors sous la forme suivante :

$$X(i,t) = \overline{X}(i) + \sum_{j=1}^{N} \alpha_j(t)\phi_j(i) \tag{3.1}$$

où $\overline{X}(i)$ représente la moyenne temporelle du champ $\mathbf{X}$ au point i ; $\phi_j(i)$ et $\alpha_j(t)$ sont respectivement les composantes spatiale (dimension $3n$) et temporelle du j^{ieme} EOF atmosphérique (et $N = 10$).

Un champ atmosphérique perturbé particulier X^{pert} s'obtient alors en perturbant la composante temporelle des 10 modes, selon la relation suivante :

$$X^{pert}(i,t) = \overline{X}(i) + \sum_{j=1}^{N} (1 + \varepsilon_j(t))\, \alpha_j(t)\phi_j(i) \tag{3.2}$$

$$= X(i,t) + \sum_{j=1}^{N} \varepsilon_j(t)\alpha_j(t)\phi_j(i) \tag{3.3}$$

où $\varepsilon_j(t)$ est le paramètre de perturbation ; il dépend du mode atmosphérique j et du temps t : pour chaque mode, il évolue linéairement au cours du temps entre 7 valeurs tirées dans une distribution gaussienne de moyenne nulle et d'écart type 0.2 (on impose ainsi une erreur de l'ordre de 20% par rapport au champ de référence. Nous notons ici que les écarts-type des séries temporelles des champs atmosphériques moyennés sur le domaine sont de l'ordre de 6 hPa pour la pression, et de l'ordre de 3 et 4 m.s^{-1} pour les composantes du vent ; en première approximation, on génère donc une erreur moyenne de pression (resp. de vent) de l'ordre de 1 hPa (resp. 1 m.s^{-1})). Ces 7 valeurs correspondent à un tir aléatoire tous les 5 jours sur la période (voir *figure 3.1*). Par conséquent, **les perturbations atmosphériques générées évoluent dans le temps**.

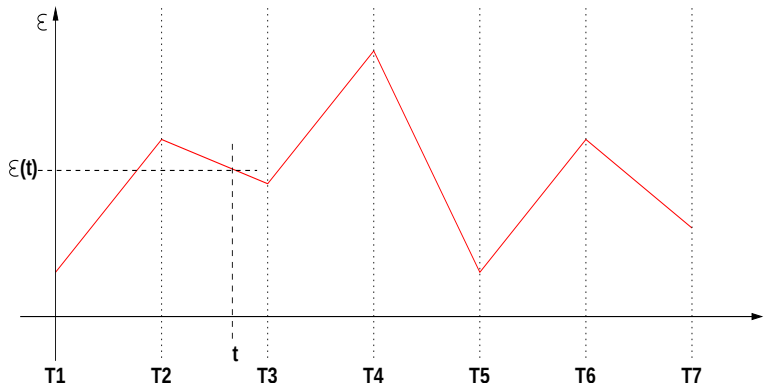


Fig. *3.1* – *Schéma de génération de la perturbation ε_j, pour un mode j donné.*

Les 10 EOFs sont calculés à partir du champ atmosphérique de référence de novembre 1999, issu du modèle ARPEGE, de résolution temporelle égale à 6h. Le spectre des valeurs singulières associées à chaque mode, illustré sur la *figure 3.2*, présente une décroissance assez rapide (spectre "rouge"), indiquant qu'un nombre limité de modes permet d'expliquer la quasi-totalité de la variance du signal analysé ; c'est ce que confirme la *figure 3.3*, présentant le pourcentage de variance expliquée par chaque mode : les trois premiers modes expliquent respectivement 48.5%, 22.1% et 15.7%, et le dernier 0.4%. La majorité des structures de variabilité atmosphérique est donc expliquée par ces 10 EOFs.

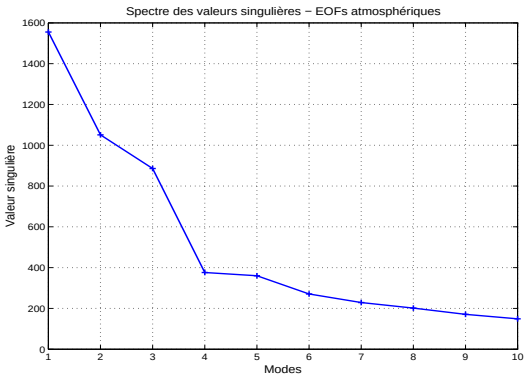


Fig. 3.2 – *Spectre des valeurs singulières*

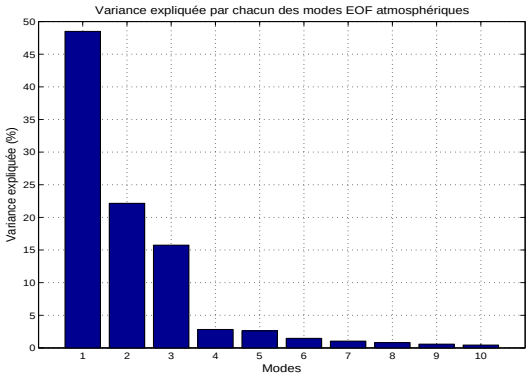


Fig. 3.3 – *Pourcentage de variance expliquée par chaque mode*

Les champs de pression et de vent moyennés sur le mois de novembre 1999 sont présentés sur la *figure 3.4*, et les cinq premiers EOFs sont illustrés sur la *figure 3.5*, regroupant les composantes spatiales $\phi_j(x, y)$ et temporelles $\alpha_j(t)$ de ces modes. Les trois premiers EOFs correspondent aux trois principaux régimes atmosphériques de la période d'étude, illustrés sur la *figure 2.22* : le mode 1 est caractéristique du régime météorologique s'établissant du 24 au 30 novembre sur le domaine, avec des vents orientés à l'Ouest/Sud-ouest et une structure de pression bipolaire à l'échelle du bassin (les basses pressions au Nord) ; on retrouve ainsi la signature des deux épisodes dépressionnaires du 26 et 28 novembre dans la composante temporelle de ce premier mode. Les deux modes suivants correspondent aux régimes de Nord/Nord-ouest, moins intenses, du début de période ; notamment, le dépression du 18-19 novembre, associée à des vents orientés au Nord-ouest, est aussi visible dans les composantes temporelles de ces deux modes. Les modes d'ordre plus élevé correspondent aux variations de ces trois principaux modes.

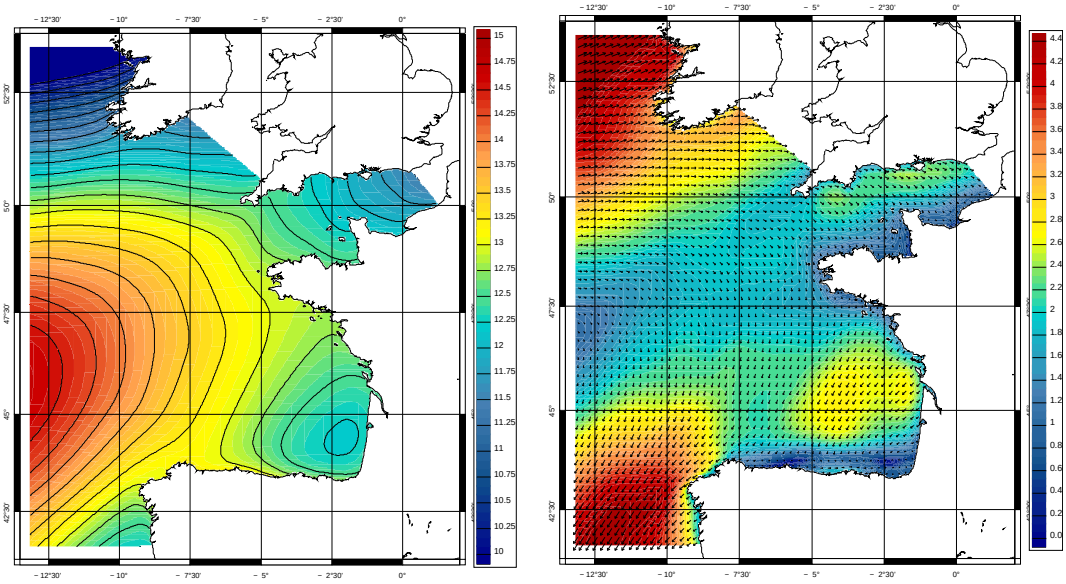


Fig. 3.4 – *Champs de pression (gauche) et vent (droite), moyennés sur le mois de novembre 1999.*

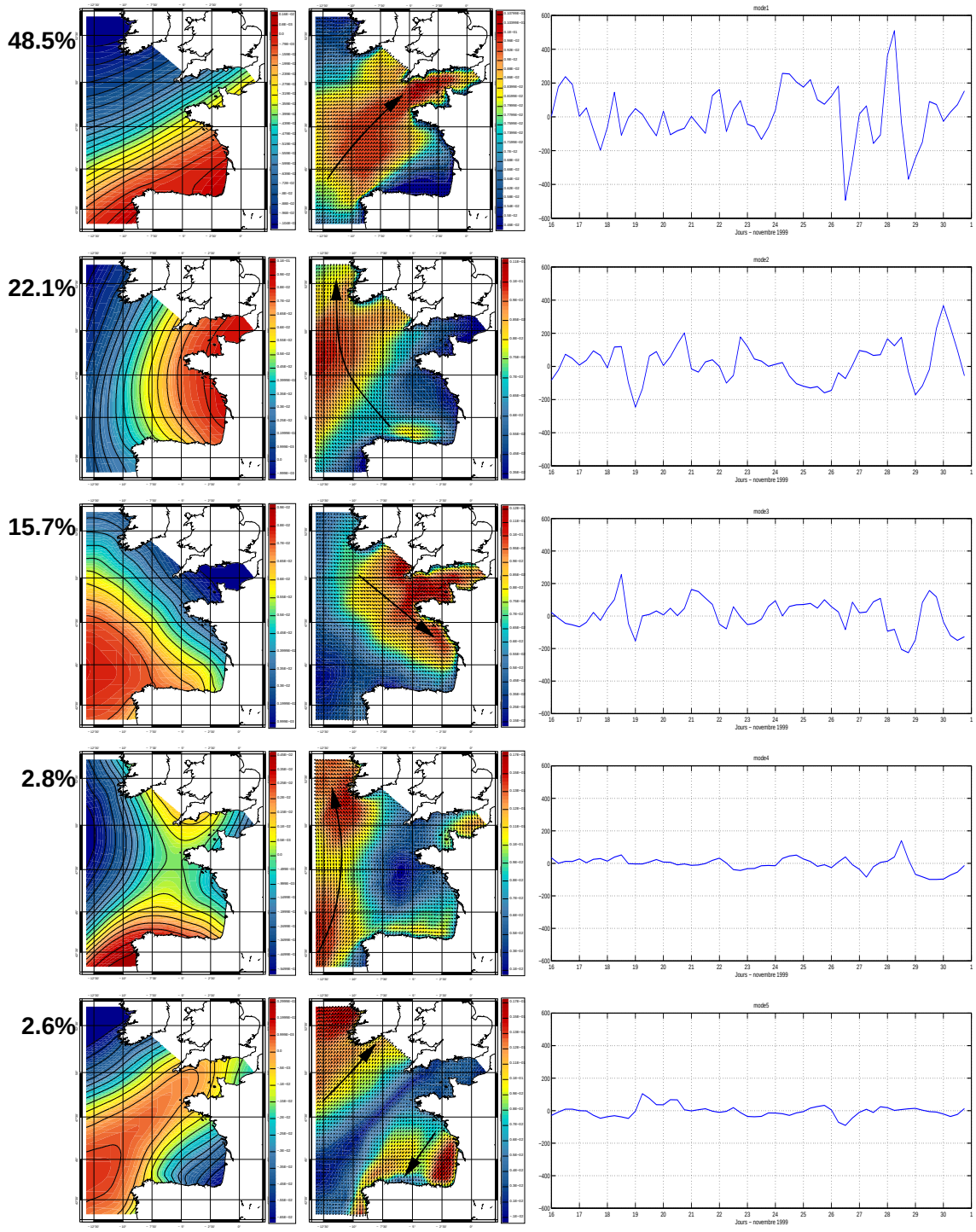


Fig. *3.5 – Illustration des 5 premiers EOFs atmosphériques en pression et vent : composantes spatiales (gauche) et temporelles (droite)*

Cette technique de perturbation est doublement avantageuse : les perturbations générées sont réalistes, tant du point de vue de leur structure spatiale que temporelle, puisqu'elles résultent de la combinaison linéaire de structures atmosphériques physiquement cohérentes (les EOFs) ; d'autre part, l'amplitude de ces perturbations reste proportionnelle aux amplitudes des EOFs, de telle sorte que ces perturbations ne peuvent pas par elles-mêmes provoquer de brusques coups de vent ou chutes de pression, nous assurant ainsi une certaine régularité de leur évolution temporelle.

Un exemple de pression et de vent perturbé est proposé sur la *figure 3.6* pour un instant donné (le 18 novembre à 12h) ; une comparaison à la pression et au vent de référence confirme le caractère réaliste de la perturbation : celle-ci amplifie les structures de pression et de vent, en respectant leurs échelles spatiales.

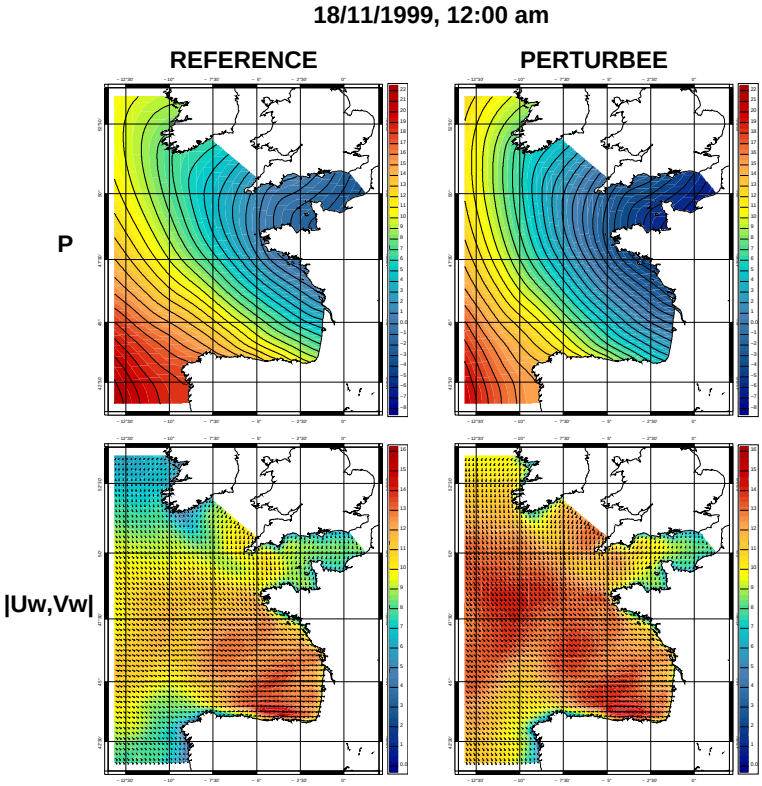


Fig. *3.6* – *Comparaison des champs de pression et vent de référence et perturbés, le 18 novembre, à 12h.*

L'évolution temporelle de la perturbation illustrée sur la figure précédente est présentée sur la *figure 3.7* pour un point au Sud-ouest de la Bretagne : la pression perturbée présente une évolution globalement parallèle à la celle de la référence, et son amplitude ne présente pas de pic irréaliste ; au point représenté, c'est principalement la direction du vent qui est perturbée, dans un gamme d'une dizaine de degré maximum ; les différents épisodes météorologiques sont présents et modifiés de façon cohérente. Le forçage atmosphérique résultant de cette pertur-

bation est donc tout à fait réaliste, cette conclusion s'étendant à l'ensemble des perturbations générées.

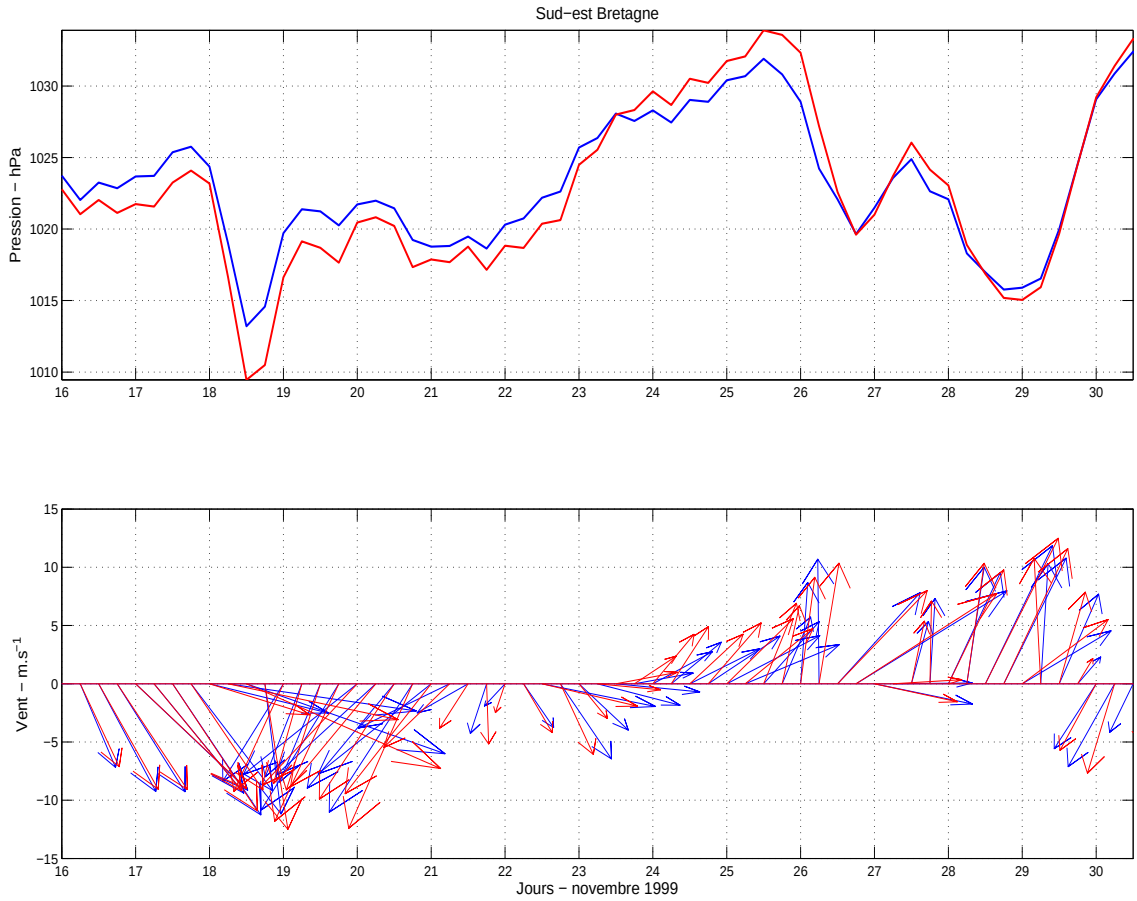


Fig. *3.7* – *Evolution temporelle des champs atmosphériques de référence (bleu) et perturbés (rouge), en un point au large de la Bretagne.*

3.3 Génération des perturbations atmosphériques

Un ensemble de 300 perturbations atmosphériques a été ainsi calculé. Le modèle est ensuite intégré 300 fois avec ces forçages atmosphériques perturbés. Cette étape, pour qu'elle reste raisonnable en temps de calcul, nécessite des ressources informatiques conséquentes. Comme mentionné précédemment, le calcul de l'ensemble océanique a donc été réalisé sur la grappe de 20 PC du Pôle d'Océanographie Côtière, chaque machine étant équipée d'un processeur à 2.4GHz et de 1.5Gb de RAM. Dans la configuration finale, chacune des simulations de 15 jours (du 16 novembre au 1^{er} décembre) s'effectue en 5h environ, de telle sorte que si les 20 noeuds sont utilisés, l'ensemble est généré en 3 jours environ.

3.4 Statistiques de l'ensemble océanique

3.4.1 Caractère gaussien des *pdfs* d'ensemble

La plupart des schémas d'assimilation ont pour cadre l'estimation statistique linéaire au sens des moindres carrés, soit le "Best Linear Unbiased Estimator" (BLUE). Ce principe assure notamment que, si les densités de probabilité des erreurs de prévision et d'observation sont gaussiennes, l'état analysé $\mathbf{x}^a$ par le BLUE est le plus probable (au sens du maximum de vraisemblance) (Bouttier and Courtier, 1999). Nous plaçant dans le cadre des méthodes d'ensemble, l'erreur de prévision du modèle peut-être estimée par la dispersion des trajectoires du modèle perturbé autour de la moyenne d'ensemble à l'échéance correspondante : la *figure 3.8* présente ainsi la distribution des valeurs de l'élévation de surface tirées des différents membres de l'ensemble (échantillonnés toutes les 24h pour augmenter le nombre de réalisations), par rapport à la simulation de référence[1], en deux points du domaine localisés en Manche (point A) et dans le Golfe de Gascogne, sur le Plateau Continental (point B) ; l'ensemble de données sur lequel ces distributions sont calculées comprend donc $300 \times 15 = 4500$ réalisations.
Ces deux distributions ont l'allure générale d'une Gaussienne ; on peut cependant noter que la forme de la distribution des erreurs est plus large et moins élancée au point A qu'au point B, traduisant ainsi une dynamique plus énergétique en Manche que sur le Plateau du Golfe de Gascogne. Néanmoins, la forme globale de ces distributions nous assure de la linéarité des processus d'erreurs mis en place dans cette étude. La réponse de l'océan aux erreurs induites dans les forçages atmosphériques est donc aussi linéaire, puisque les perturbations atmosphériques gaussiennes ont généré des erreurs océaniques elles-mêmes gaussiennes.

3.4.2 Extension spatiale de la variance d'ensemble

La variance d'ensemble des résultats du modèle en un point et un instant donnés traduit le niveau de variabilité sur l'ensemble, et donne une idée de l'erreur générée par le modèle en réponse aux perturbations atmosphériques. En ce sens, la *figure 3.9*, présentant l'extension spatiale de cette variance d'ensemble (moyennée temporellement sur la période) pour l'élévation de surface et les vitesses barotropes, peut donc être interprétée comme la distribution spatiale des erreurs océaniques considérées.

[1] Une vérification préliminaire nous a assuré de l'équivalence entre la moyenne d'ensemble et la simulation de référence

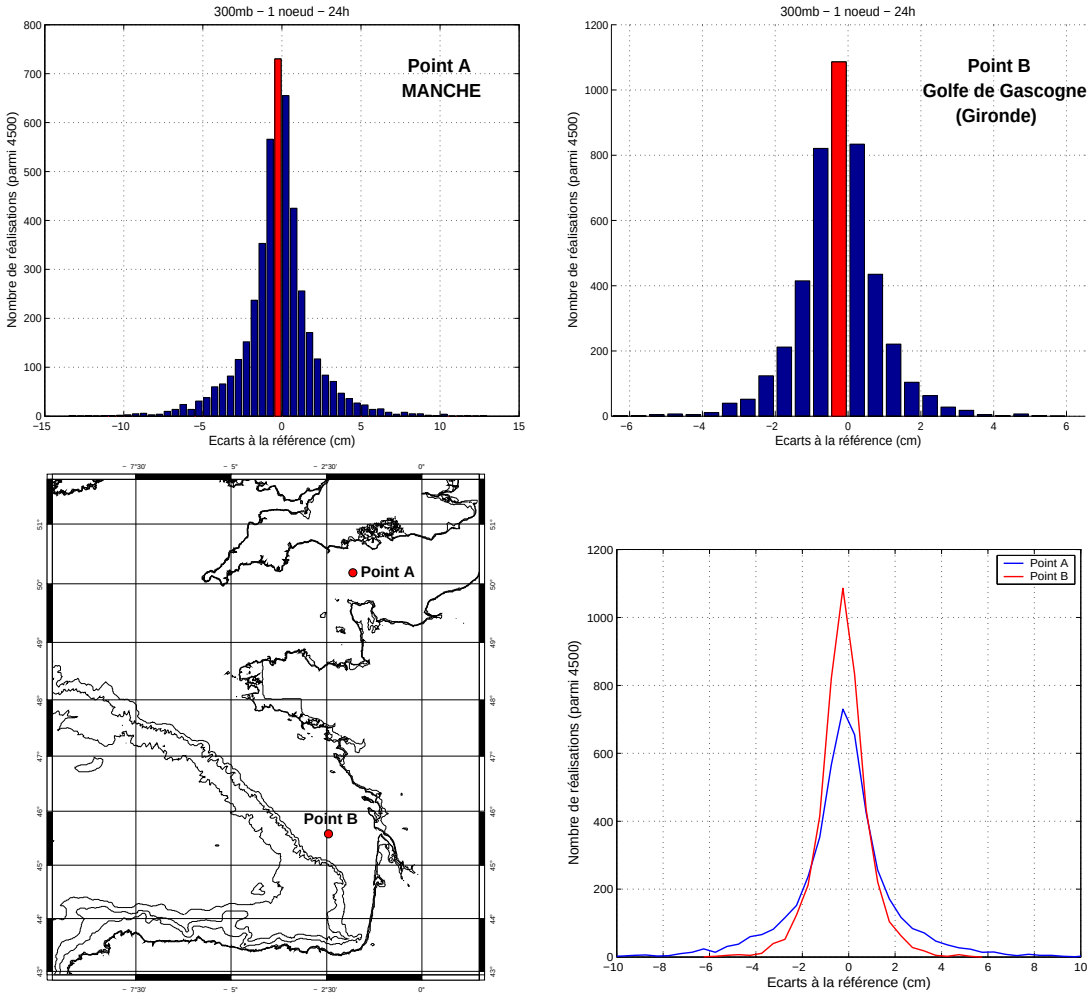


Fig. *3.8 – Distributions de l'élévation de surface aux points A et B (haut) et localisation de ces points dans le domaine (bas-droite) - comparaison de l'allure des deux distributions (bas-gauche).*

3.4 Statistiques de l'ensemble océanique

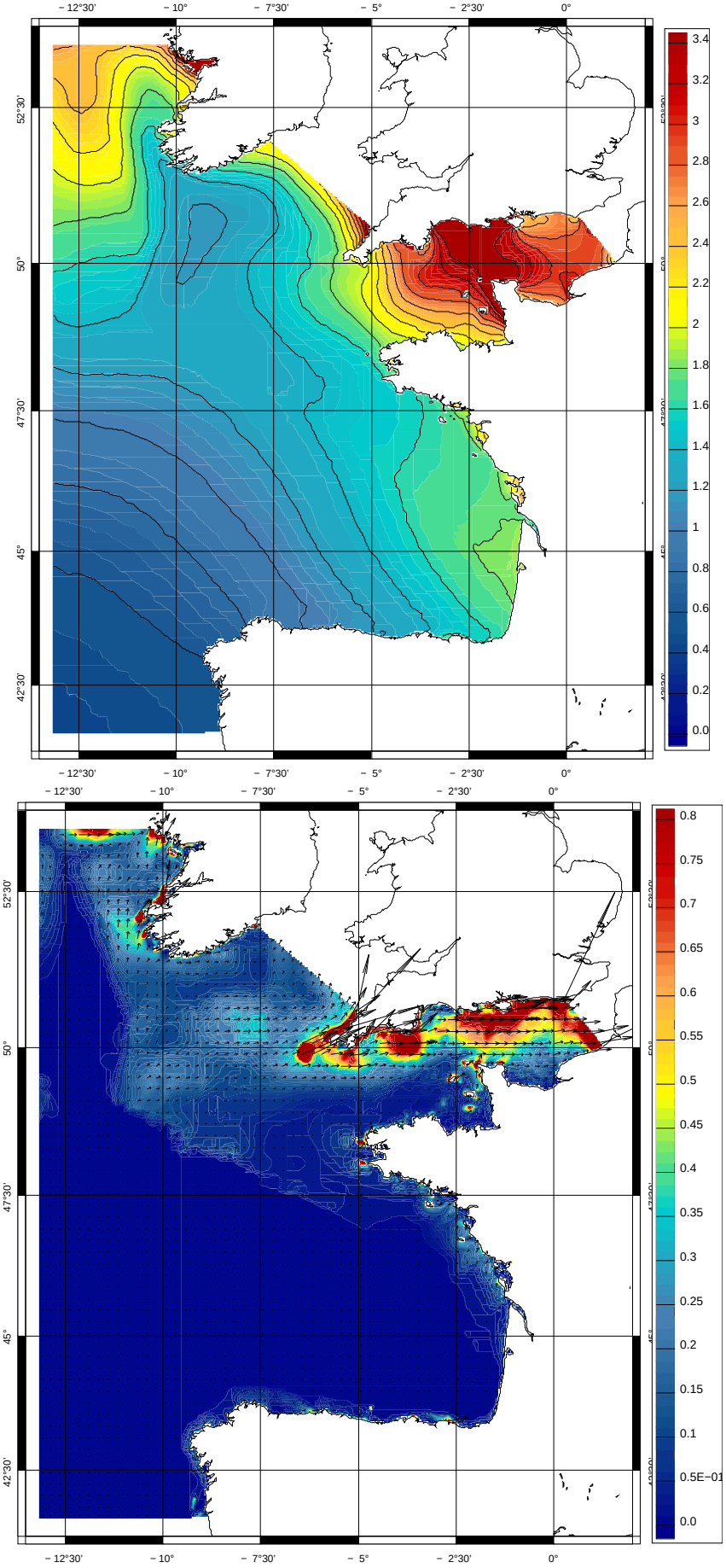


Fig. ***3.9*** – *Moyenne temporelle de la variance d'ensemble pour l'élévation de surface (haut) et les vitesses barotropes (bas)*

Concernant l'élévation de surface, la carte de variances d'ensemble fait logiquement apparaître les zones où la dynamique océanique est sensible au forçage atmosphérique : c'est particulièrement le cas en Manche, comme cela a été montré dans la *section 2.4.3.2* (*figure 2.24*) qui mettait en évidence la propagation d'ondes de gravité générées par les épisodes dépressionnaires se succédant pendant la période, induisant en partie une forte variabilité temporelle du niveau de la mer dans ce bassin. Les variances d'erreur y atteignent donc leur maximum, de l'ordre de 8 cm^2 (il faut noter que dans cette zone, l'amplitude du signal d'élévation de surface en réponse au forçage atmosphérique seul est de l'ordre de 20 à 30 cm ; le niveau d'erreur est donc non négligeable). Des valeurs légèrement moins fortes affectent les zones de plateau ouvert sur le large, telles que les côtes sud irlandaises et le Plateau Armoricain, où la dynamique océanique est moins réactive au forçage atmosphérique, sauf épisode dépressionnaire intense (voir par exemple la *figure 2.25*). Au large et sur les côtes espagnoles, la réponse océanique est proche de celle de baromètre inverse, de telle sorte que les erreurs sur l'élévation de surface sont principalement générées par les erreurs sur la pression, dont la variance est relativement faible, d'environ 1.4 hPa^2 (Loïk Berre (CNRM), comm. pers.) ; la variance d'erreur d'élévation de surface reste donc faible, de l'ordre de 1 cm^2. La variance d'ensemble est aussi élevée à l'entrée de la mer d'Irlande et sur les côtes nord-ouest irlandaises : dans le coin nord-ouest, la géographie du trait de côte et la variabilité des conditions atmosphériques sont susceptibles d'expliquer cette variance d'erreur importante, mais la proximité de frontières ouvertes ne permet pas de conclure quant à la représentativité de ces structures d'erreurs.
La distribution des erreurs de vitesses est principalement localisée en zone côtière : les variances d'erreur de vitesses sont négligeables au large et restent globalement inférieures à 0.5 $cm^2.s^{-2}$ sur le plateau. Dans les zones très côtières telles que la côte Cantabrique ouest et les côtes du Plateau Armoricain, ou autour des régions au profil de cap, telles que le Sud de l'Irlande, le Cap Lizard et le Cap du Cotentin, les variances d'erreurs dépassent localement 5 $cm^2.s^{-2}$. Ces valeurs sont tout à fait significatives au regard des vitesses barotropes typiques de la dynamique forcée par l'atmosphère seule, comprises entre 10 et 20 $cm.s^{-1}$ sur le domaine, et représentent donc près de 20 % d'erreur sur les vitesses. De fortes erreurs sont aussi localisées au niveau des frontières ouvertes dans le coin nord-ouest du domaine et en Manche, mais elles traduisent plutôt ici un manque d'efficacité des conditions aux limites appliquées.

3.4.3 Evolution temporelle locale de la variance d'ensemble

Les *figures 3.10-(a)* et *3.11-(a)* présentent une comparaison de l'évolution temporelle des variances d'ensemble aux points A et B, pour les différentes variables du problème (élévation de surface et vitesses barotropes, pression atmosphérique et tensions de vent) ; ces cartes de variance sont accompagnées de l'évolution de tous les membres pour les mêmes variables (*figures 3.10-(b)* et *3.11-(b)*).
Au point A (situé en Manche), la variance d'ensemble des variables océaniques fait apparaître trois pics d'erreurs significatifs de 24 h environ : du 20 au 21, du 26 au 27 et du 28 au 29 ;

le premier pic d'erreur est généré par un coup de vent de nord-est (situation atmosphérique exposée en *figure 2.22*), associé à un pic d'erreur de tension de vent, et induisant une dispersion de l'ensemble océanique autour de la référence, par ajustement dynamique ; ce pic d'erreur dans les variables océaniques est donc associé à la croissance d'erreur des tensions de surface pendant le coup de vent. Il est important de constater que le pic d'erreur associé à la chute de pression du 18-19 n'a quasiment pas de signature dans la variance d'erreur d'élévation de surface, soulignant la **sensibilité de la dynamique océanique au vent - et donc aux erreurs associées à celles du vent - dans la Manche**. Les deux autres pics d'erreurs confirment cette constatation : plus intenses (la variance d'erreur est de l'ordre de 40 cm^2 pour l'élévation de surface, et 8 $cm^2.s^{-2}$ pour la vitesse zonale), ils ont lieu pendant les deux épisodes dépressionnaires de fin de période (vent orienté au Sud/Sud-ouest), et sont complètement contrôlés par les pics d'erreur dans la tension de vent ; de même, la forte variance d'erreur de pression associée au pic du 26 n'a pas non plus de signature dans les erreurs océaniques.
La situation est différente au point B (sur le Plateau Aquitain), où l'élévation de surface et les vitesses barotropes ne présentent plus les mêmes régimes d'erreur (*figure 3.11*) : quatre pics d'erreur d'élévation de surface sont maintenant visibles (les 17, 18-19, 26 et 28, durant 24h environ) et sont fortement corrélés aux pics d'erreur sur la pression (notons que seul le pic du 18 est associé à un épisode dépressionnaire, ceux du 26 et 28 apparaissant 12h avant les chutes de pression (*Cf.* courbes rouges sur *figure 3.11-**(b)***)). La sensibilité au vent est très faible, puisque aucun des pics d'erreur sur la tension de vent n'a d'impact sur la croissance d'erreur de SLA. Le cas des vitesses s'avère plus complexe : si les régimes d'erreur de vent très courts (12h environ) correspondent globalement aux maxima de vent sur la période, les pics d'erreur de vitesses ne coïncident pas complètement avec ces derniers ; les variances d'erreur de vitesse méridienne du 28 et 29 sont relativement bien corrélées aux croissances d'erreur de tension de vent ; c'est moins le cas de la vitesse zonale : la dispersion d'ensemble du 29 pourrait être générée par les pics d'erreurs de vent du 28 et 29 (pourtant plus faible) et se prolonger jusqu'au 30 ; il pourrait s'agir aussi d'une réponse non locale.
L'évolution temporelle des variances d'ensemble fait donc apparaître des **régimes d'erreurs océaniques** globalement reliés mais non nécessairement corrélés aux régimes d'erreurs atmosphériques, et donc très rapides, de l'ordre de 24h, donc **fortement instationnaires** ; ces régimes d'erreurs diffèrent aussi selon les zones du domaine : **intenses et contrôlés essentiellement par le vent en Manche, ils sont plus faibles et surtout reliés aux erreurs de pression atmosphérique sur le reste du domaine**.

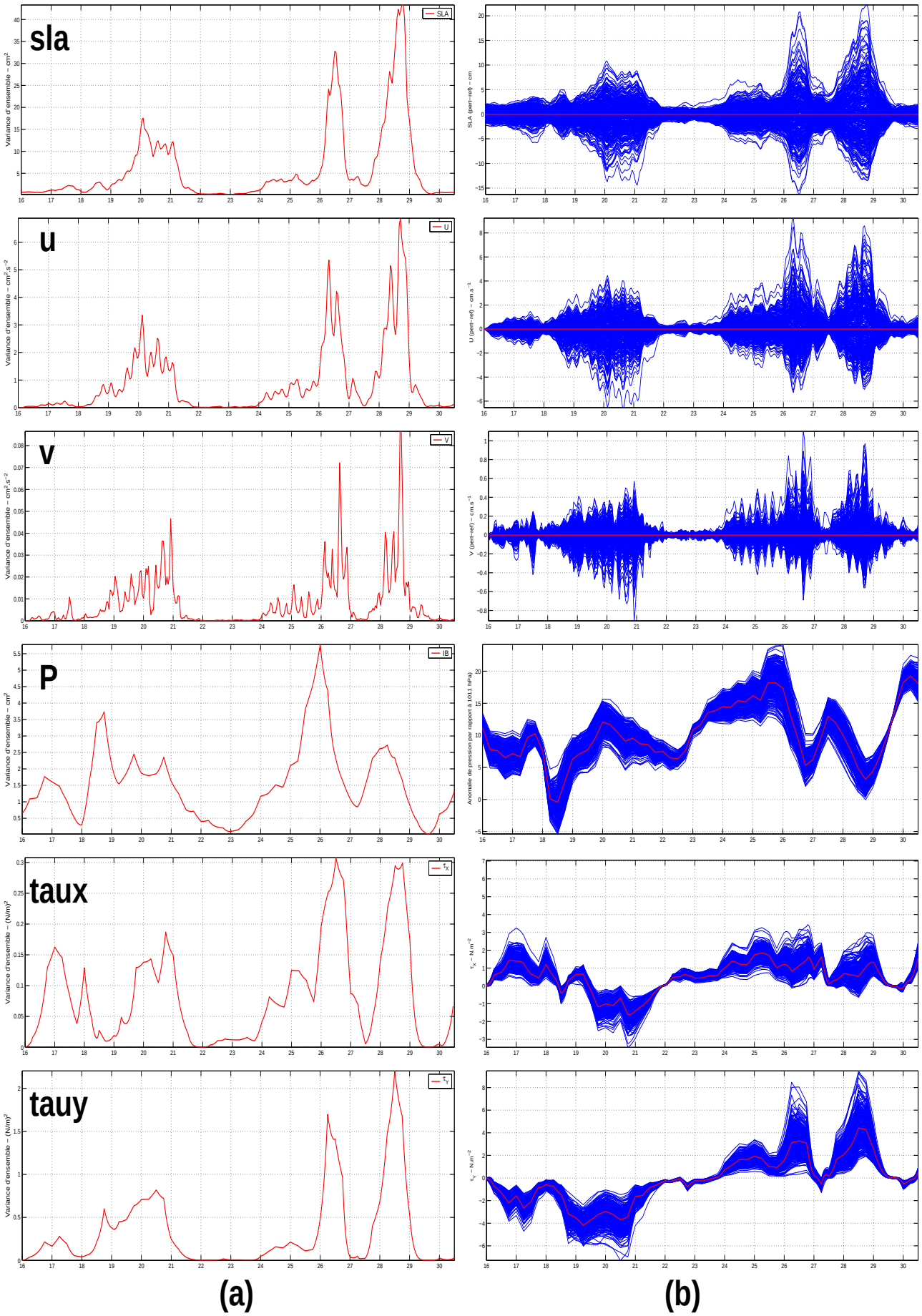


Fig. *3.10* – *Evolution temporelle au point A, (a) des variances d'ensemble pour les variables océaniques et atmosphériques, et (b) de tous les membres pour les variables océaniques (par rapport à la référence) et atmosphériques (référence en rouge)*

3.4 Statistiques de l'ensemble océanique

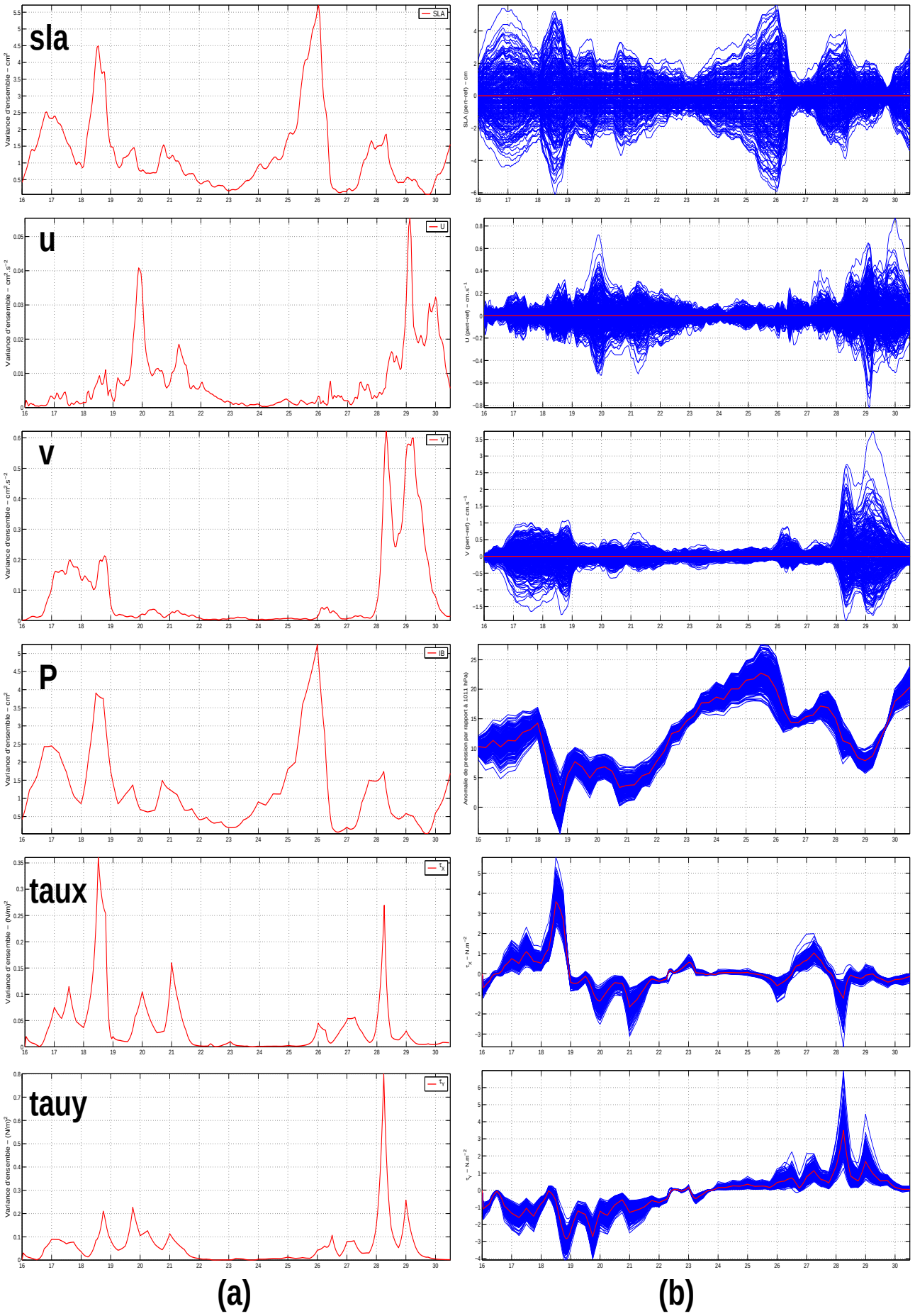


Fig. *3.11* – *Idem au point B*

3.4.4 Temps d'oubli des conditions initiales

La section précédente a mis en évidence des régimes d'erreurs océaniques instationnaires et très rapides, contrôlés par l'évolution des erreurs atmosphériques. Par conséquent, il est important de pouvoir estimer statistiquement le "temps d'oubli" du système, *i.e.* le temps au bout duquel les conditions initiales sont oubliées dans l'évolution temporelle de la dynamique du modèle. On peut ainsi définir un temps au bout duquel les vecteurs d'état océaniques peuvent être considérés comme statistiquement indépendants (dans l'optique de construire les EOFs d'ensemble en échantillonnant la période en différents instants). Ceci permet aussi de caractériser la durée pendant laquelle une correction apportée au modèle va être effective et donc pendant laquelle l'erreur est contrôlée, ceci afin de définir une fréquence d'assimilation optimale pour le problème considéré.
Pour évaluer ce paramètre, un deuxième ensemble (ENS-CI-24) a été généré avec les mêmes perturbations atmosphériques que celles associées à l'ensemble de référence (ENS-REF), mais débutant 8 jours plus tard, soit le 24 novembre à 00h. Les configurations des deux ensembles sont donc en tout point similaires, exceptées les conditions initiales. La *figure 3.12* présente l'évolution temporelle de la variance sur les deux ensembles considérés (moyennée spatialement), pour les variables océaniques. On constate qu'au bout de 12h à 24h, les variances de l'ensemble ENS-CI-24 rejoignent celles de l'ensemble de référence.

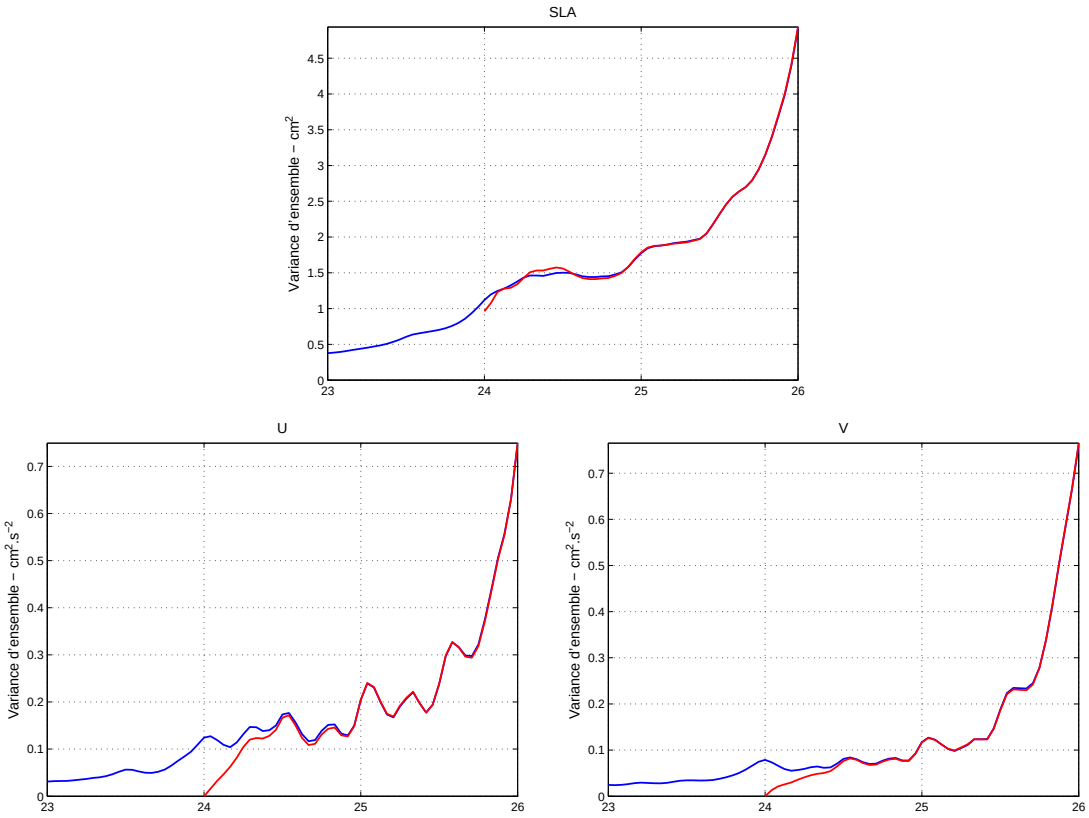


Fig. *3.12* – *Illustration du temps d'oubli des conditions initiales : évolution temporelle de la variance d'ensemble (moyennée spatialement) pour les variables océaniques, dans le cas de l'ensemble ENS-REF (bleu) et ENS-CI-24 (rouge)*

Pour confirmer cette information, nous avons comparé l'extension spatiale de cette variance d'ensemble le 25 novembre à 0h, soit 24h après le démarrage de l'ensemble ENS-CI-24, pour les deux ensembles considérés ; les résultats sont présentés en *figure 3.13*. Ceux-ci confirment les résultats précédents : au bout de 24h, les structures spatiales et les amplitudes de l'erreur sont globalement similaires, pour les deux variables présentées. Quelques différences sont visibles, surtout localisées en Manche, zone où l'erreur est maximale (voir pour rappel la *figure 3.9*) ; la convergence des statistiques y est donc plus longue que sur le reste du domaine du fait de la dynamique très énergétique s'y développant (avec notamment une dynamique d'ondes propagatives peu rapides).
Par conséquent, le bénéfice d'une correction apportée au modèle sera "oubliée" au bout de 12h à 24h ; une fréquence d'assimilation comprise entre 12h et 24h devrait donc permettre de contrôler l'erreur du modèle après correction.

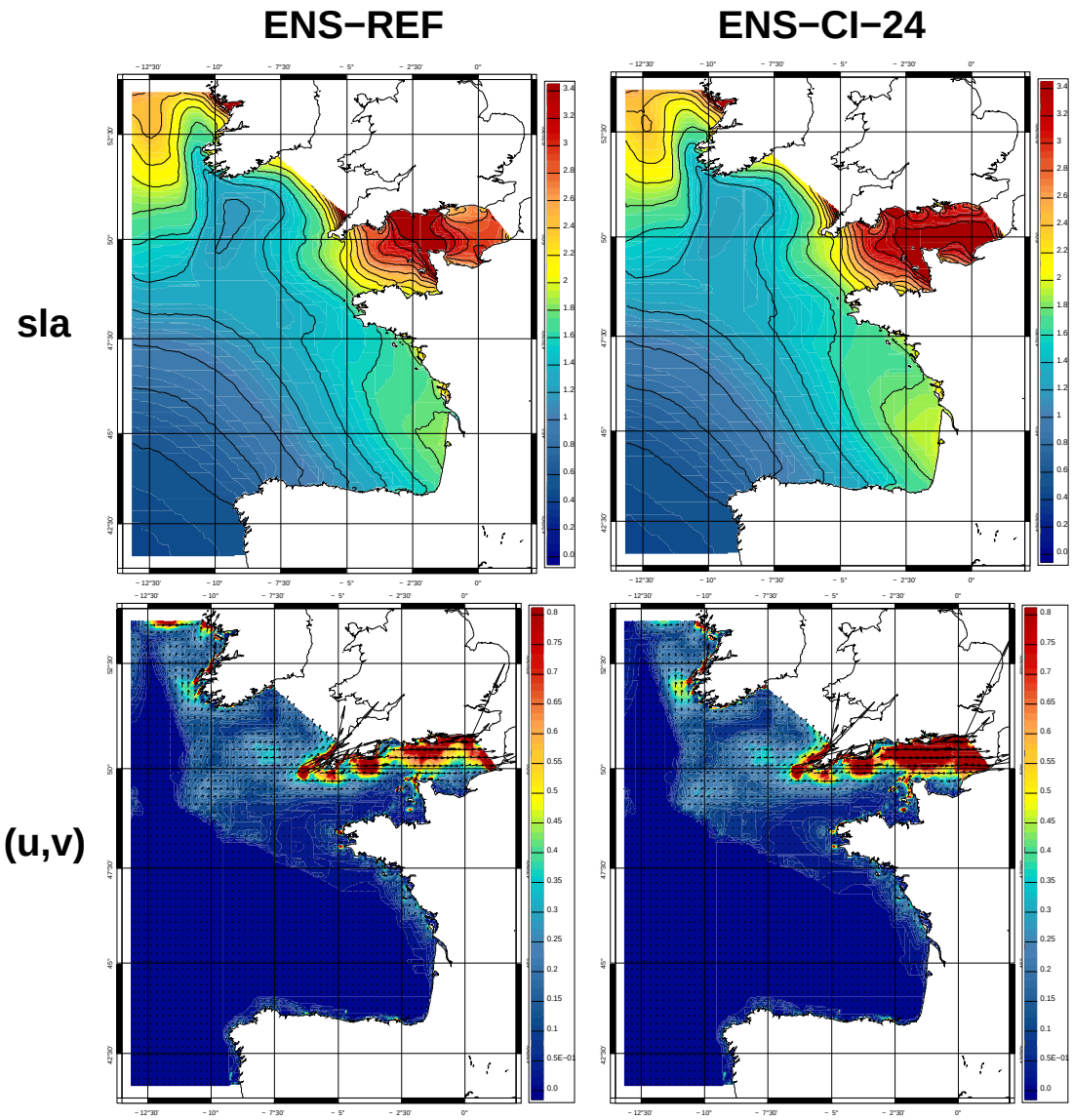


Fig. *3.13* – *Comparaison des variances sur l'ensemble ENS-CI-REF et ENS-REF pour l'élévation de surface et les vitesses barotropes, le 25 novembre à 00h*

3.5 Domaine d'influence d'une observation - Covariances d'erreur du modèle

3.5.1 Représenteurs et domaines d'influence d'une observation

Dans un premier temps, l'étude de la variance d'ensemble nous a permis de caractériser l'erreur de prévision du modèle, notamment son extension spatiale moyenne, son évolution temporelle et les différents "régimes de sensibilité" aux forçages atmosphériques. La modélisation d'ensemble permet aussi d'étudier les covariances d'erreur du modèle. Comme il l'a été mentionné précédemment, celles-ci jouent un rôle prépondérant dans le problème d'assimilation de données puisqu'elles assurent la propagation de l'information contenue dans les observations à toutes les variables du modèle. Elles conditionnent donc l'extension spatiale et l'amplitude de la correction apportée par une observation, soit la *fonction d'influence* de cette observation. Ces fonctions d'influence, ou *représenteurs* s'obtiennent par reformulation de l'étape d'analyse du Filtre de Kalman (Bennett 1992, Echevin *et al.* 1999) ; les développements du Filtre de Kalman et des représenteurs sont présentés dans la *section 4.2.3.2* du chapitre suivant. Néanmoins, pour les besoins du présent paragraphe, nous présentons ci-après l'expression de la fonction d'influence d'une observation isolée $\mathbf{y}_k$ de la variable $\mathbf{x}$ (élévation de surface ou vitesse barotrope), localisée sur un noeud k du maillage ; celle-ci s'écrit :

$$\delta\mathbf{x}_i = \frac{correl(\varepsilon_k^f, \varepsilon_i^f)}{1 + \frac{var(\varepsilon^o)}{var(\varepsilon_k^f)}} \sqrt{\frac{var(\varepsilon_i^f)}{var(\varepsilon_k^f)}}\ \delta\mathbf{y}_k \tag{3.4}$$

où

$\delta\mathbf{x}_i$	est la correction appliquée à la variable $\mathbf{x}$ au point i,
ε_i^f	désigne l'erreur de prévision de la variable $\mathbf{x}$ au point i,
ε^o	représente l'erreur d'observation,
$\delta\mathbf{y}_k$	est l'innovation, soit la différence donnée-modèle,
var et *correl*	désignent respectivement la variance et la corrélation.

La correction obtenue par assimilation isolée de l'observation $\mathbf{y}_k$ dépend donc des corrélations entre les erreurs associées à la variable observée $\mathbf{x}_k$ et la variable à corriger $\mathbf{x}_i$, ceci traduisant l'extension spatiale et inter-variables de la correction. L'amplitude de la correction $\delta\mathbf{x}_i$ est quant à elle fonction de l'erreur d'observation et du ratio entre les variances d'erreur au point i et au point d'observation : en l'occurrence, si l'erreur d'observation est forte, le modèle n'a pas besoin d'être trop corrigé, et la correction reste faible ; d'autre part, si la variance d'erreur est plus forte (resp. plus faible) au point i qu'au point observé, la correction $\delta\mathbf{x}_i$ doit être significative (resp. moindre).

Nous illustrons dans la suite le domaine d'influence de quelques observations, et examinons leur évolution temporelle.

3.5.1.1 Domaine d'influence

La *figure 3.14* illustre les domaines d'influence (ou *"doi"* pour *"domain of influence"* (Mourre *et al.*, 2004)) de deux observations du niveau de la mer, localisées aux marégraphes de Weymouth (côte sud anglaise) et de Gijon (côte nord espagnole), pour la prévision de l'élévation de surface et des vitesses (le niveau de corrélation significative a été arbitrairement fixé à 0.5). A l'instant considéré (26/11/1999, 00h00), les structures de corrélation reflètent les différents régimes de sensibilité de l'erreur du modèle aux incertitudes dans les forçages atmosphériques.
Concernant les corrélations sur l'élévation de surface, le *doi* d'une observation du niveau de la mer localisée sur la côte sud anglaise s'étend principalement dans la Manche et le Nord du domaine (selon une structure anisotrope), zone où l'erreur du modèle est essentiellement contrôlée par les erreurs sur le vent. A l'inverse, la zone d'influence d'une observation d'élévation de surface à Gijon est limitée au Golfe de Gascogne, région pour laquelle la dynamique du modèle (et donc de ces erreurs) en réponse au forçage atmosphérique est pilotée par la pression ; la structure présente ici une certaine isotropie. Par conséquent, les *doi* sont d'assez grande dimension, leur échelle spatiale étant de l'ordre de l'échelle synoptique atmosphérique, soit d'environ 1000 km.
Les corrélations entre élévation de surface et vitesses barotropes ne montrent pas de telle différenciation spatiale entre Manche et Golfe de Gascogne : une observation d'élévation de surface à Weymouth est corrélée aux vitesses en Manche, mais aussi à plus longue distance, et notamment aux vitesses localisées sur le finistère espagnol. Ces corrélations à grande échelle apparaissent surtout lorsque les conditions de vent sont similaires en Manche et sur le cap espagnol, générant le même type d'erreur sur les vitesses, caractéristiques des zones côtières. De même, pour une observation à Gijon, les corrélations sont significatives autour du point observé, mais aussi de part et d'autre du plateau et jusqu'au Sud de l'Irlande ; néanmoins, ces corrélations sont le plus souvent peu élevées.

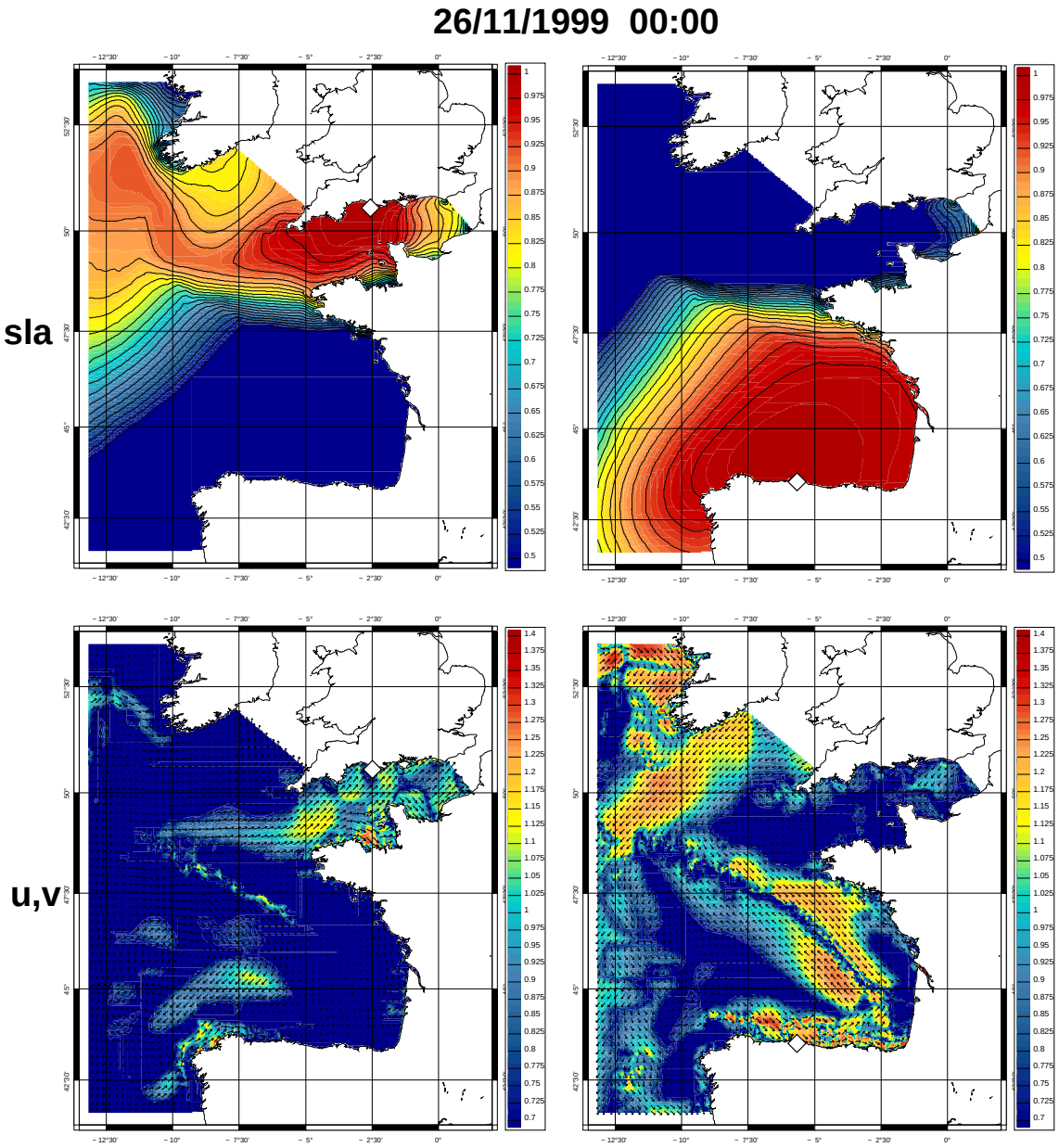


Fig. *3.14 – Domaine d'influence (corrélations d'ensemble) d'une observation d'élévation de surface* ***(a)*** *à Weymouth et* ***(b)*** *Gijon, pour la correction de niveau de la mer et des vitesses barotropes, le 26 novembre 1999 à 00h. Les observations sont localisées par un losange blanc.*

D'autre part, le domaine d'influence d'une observation au large de Gijon a été aussi calculé afin d'estimer les différences d'influence d'une observation côtière ou hauturière ; les résultats sont présentés sur la *figure 3.15*. La zone d'influence obtenue est très similaire à celle de l'observation de Gijon ; par conséquent, pour le type de processus modélisé (relatif aux erreurs de forçages atmosphériques), **une observation côtière de type marégraphique aura théoriquement la même influence qu'une observation hauturière de type altimétrique** (du moins en ce qui concerne la variable d'élévation de surface).

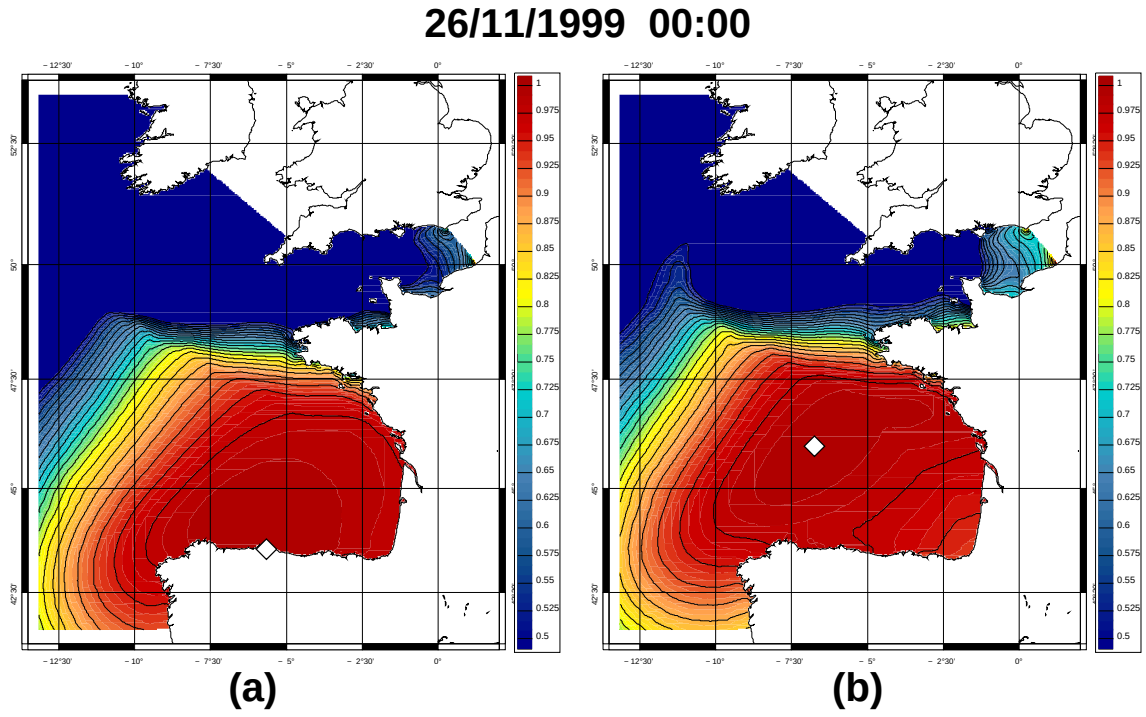


Fig. ***3.15*** *– Domaine d'influence d'une observation d'élévation de surface* ***(a)*** *à Gijon et* ***(b)*** *au large pour la correction de niveau de la mer, le 26 novembre 1999 à 00h.*

3.5.1.2 Evolution temporelle

Afin d'illustrer la variabilité temporelle des domaines d'influence des observations, ceux-ci ont été calculés à différents instants - les 18, 20, 22, 24, 26, 28 et 30 novembre - pour les deux observations de Weymouth et Gijon, et regroupés sur la *figure 3.16*. L'extension spatiale de ces domaines d'influence évolue fortement durant la période, selon les conditions météorologiques et la dynamique océanique en résultant : le 20, alors qu'un régime de vent de Nord-ouest s'établit sur la zone, les domaines d'influence s'étendent sur la Manche et le Nord de la zone pour l'observation à Weymouth, et sur le Golfe de Gascogne pour l'observation à Gijon ; on retrouve ainsi les deux principaux régimes de sensibilité aux forçage atmosphériques, présentés précédemment. 48h plus tard, le vent tombe, et les zones d'influence couvrent approximative-

ment la même zone, soit la Manche et le Golfe de Gascogne (les corrélations les plus fortes restant toutefois limitées au voisinage de l'observation) ; on peut supposer que la dynamique océanique forcée par l'atmosphère est alors plutôt pilotée par la pression, expliquant ainsi les corrélations à grande échelle s'étendant sur la même zone. Ce type de corrélation n'est cependant pas généralisable à toutes les situations de vent faible : le 30 par exemple, les vents sont globalement faibles, mais les corrélations restent confinées dans un rayon de quelques 200 km autour de l'observation ; durant les 48h précédant cet instant, la zone a été traversée par deux dépressions atmosphériques et la réponse dynamique de l'océan a été importante, notamment en Manche (voir aussi la *figure 2.24*) ; on peut alors supposer qu'à partir du 30, l'océan retourne vers une situation d'équilibre, mais que, l'ajustement dynamique n'étant pas achevé, la dynamique reste très différente d'une région à l'autre, ceci se traduisant alors par des corrélations de niveau de la mer peu étendues.
La variabilité temporelle des domaines d'influence est donc importante, de l'ordre de celle des structures atmosphériques, soit de 24 à 48h ; **les covariances des structures d'erreurs ne sont donc pas stationnaires**, et si elles présentent une légère isotropie au large, **elles sont globalement anisotropes**. Par conséquent, ceci renforce la problématique concernant l'utilisation de statistiques d'erreurs invariantes dans le temps pour contraindre les erreurs du modèle considérées ici.

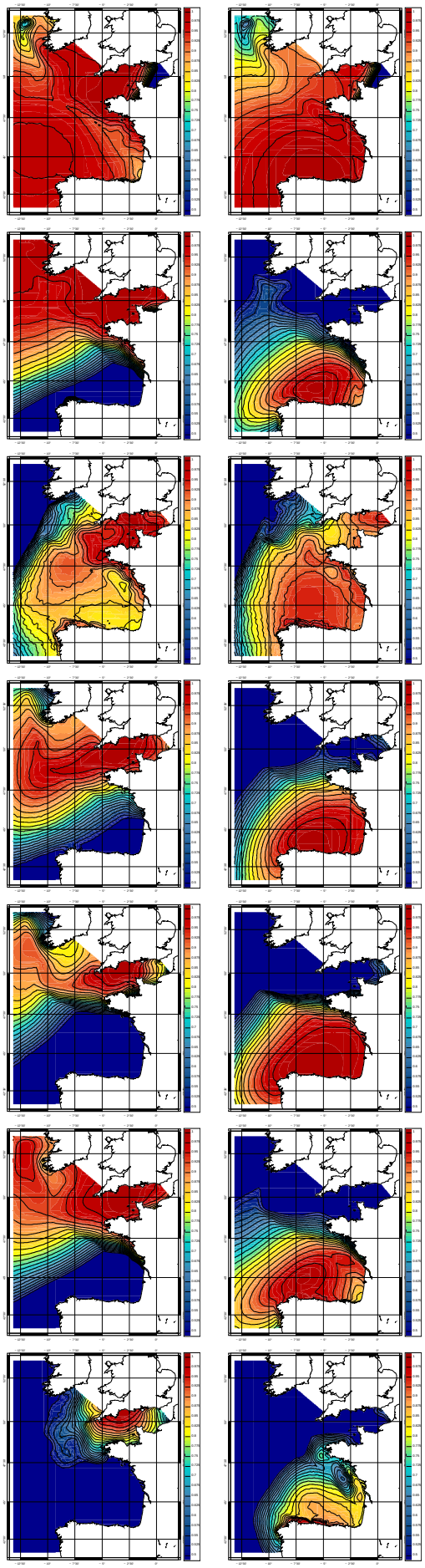


Fig. *3.16* – *Evolution temporelle des domaines d'influence des deux observations d'élévation de surface de Weymouth (gauche) et Gijon (droite), pour la correction de niveau de la mer, les 18, 20, 22, 24, 26, 28 et 30 novembre à 00h.*

3.5.2 Représenteurs mixtes océan-atmosphère

A ce stade de l'étude, il apparaît clairement que les erreurs de prévision du modèle sont fortement reliées aux erreurs dans les forçages atmosphériques, essentiellement aux erreurs sur le vent en Manche et le nord du domaine, et aux erreurs de pression sur le Golfe de Gascogne. Plaçons nous dans le cadre d'une expérience d'assimilation. Etant donné le fort contrôle atmosphérique mentionné et l'évolution rapide des conditions atmosphériques, il n'est pas certain qu'une fois l'état océanique corrigé, le modèle puisse rester sur une trajectoire stable plus de quelques dizaines d'heures, l'état océanique se trouvant alors en déséquilibre avec l'état atmosphérique. Une solution consiste alors à ajuster aussi le forçage atmosphérique en le modifiant via l'étape d'analyse (*i.e.* l'étape de correction) afin de le rendre en équilibre avec le modèle. Ceci est théoriquement possible si les corrélations entre les erreurs du modèle et les erreurs atmosphériques ne sont pas nulles.

Afin de vérifier ce point, nous avons calculé les corrélations d'ensemble entre une observation d'élévation de surface et les champs atmosphériques, par l'intermédiaire d'une pression filtrée à basse fréquence (l'équivalent du baromètre inverse) et de la tension de vent. La *figure 3.17* présente ainsi le domaine d'influence de l'observation de niveau de la mer à Weymouth pour la pression (plus précisément, la composante basse fréquence de celle-ci - voir la remarque ci-dessous) et la tension de vent. Les corrélations sont tout à fait significatives (notons que les variations entre niveau de la mer et baromètre inverse sont logiquement anti-corrélées), et les domaines d'influence de grande emprise. L'évolution temporelle de ceux-ci varie aussi fortement durant la période, mais les niveaux de corrélations sont significatifs notamment durant les périodes de conditions atmosphériques intenses, ce qui semble logique.

Cette étude a été généralisée à toutes les variables d'étude en plusieurs points du domaine : la *figure 3.18* présente ainsi la matrice de corrélation entre les variables $(\eta - \eta_{ib})^*$, u, v, ${\eta_{ib}}^*$, τ_x et τ_y, en 50 points du domaine ; une correction de η s'écrirait alors comme la somme des incréments de $\eta - \eta_{ib}$ et de η_{ib}.

***Remarque :** nous faisons ici l'hypothèse que la dynamique océanique en réponse au forçage atmosphérique se décompose, en première approximation, en une composante basse fréquence (η_{ib}) correspondant à l'ajustement isostatique du niveau de la mer à la pression atmosphérique basse fréquence (l'effet de baromètre inverse), et en une composante haute fréquence ($\eta - \eta_{ib}$) représentant les processus forcés par la dynamique atmosphérique rapide (associée notamment au passage fréquent de perturbations et à la variabilité rapide du vent et de la pression) parmi lesquels les ondes côtières ou les ondes de tempête. Dans notre cas, la composante basse fréquence représente la réponse isostatique à la partie basse fréquence de la pression atmosphérique, obtenue par filtrage de la celle-ci sur une fenêtre de 5 jours.

Afin de prendre en compte l'évolution temporelle de ces corrélations, celles-ci ont été calculées

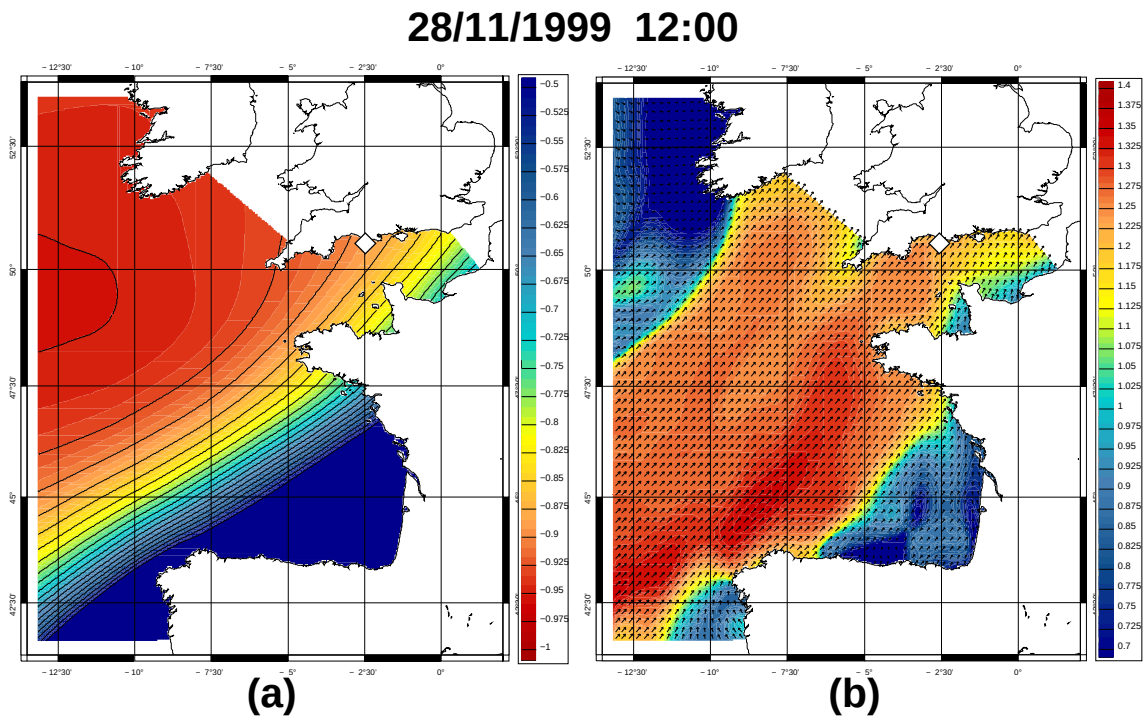


Fig. ***3.17*** – *Domaine d'influence d'une observation d'élévation de surface à Weymouth pour la "correction"* ***(a)*** *de pression et* ***(b)*** *de tension de vent, le 28 novembre 1999 à 12h. NB : la palette de la figure (a) est inversée (rouge=-1).*

à partir de séries échantillonnant l'ensemble en 5 instants. Les corrélations entre variables océaniques et atmosphériques sont significatives et confirment donc le résultat précédent. Par ailleurs, on peut noter que les corrélations entre vitesses barotropes et variables atmosphériques permettraient aussi de corriger les tensions de vent (et la pression dans une moindre mesure) en assimilant des données de vitesse. Par conséquent, si nécessaire, il devrait être possible de corriger les structures atmosphériques lors de l'étape d'analyse afin d'assurer un meilleur équilibre entre la solution océanique assimilée et le forçage atmosphérique. Ce point sera discuté dans la *section 5.4.4*.

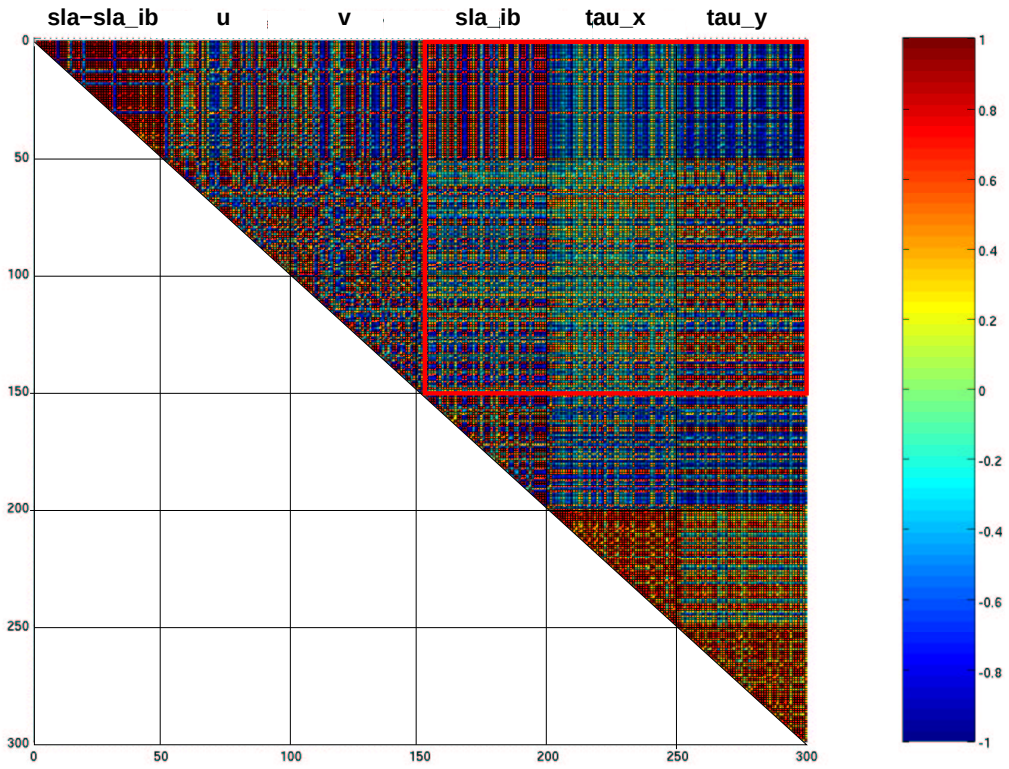


Fig. ***3.18*** – *Matrice de corrélations obtenue pour 50 points échantillonnant le domaine. L'encart rouge indique les corrélations entre variables océaniques et atmosphériques*

3.6 Génération des EOFs d'ensemble multivariés

Nous abordons à présent la caractérisation du sous-espace d'erreurs du modèle sous forme d'une base d'EOFs d'erreurs. Nous avons montré précédemment que les statistiques d'ensemble, traduisant les erreurs océaniques induites par les erreurs dans les forçages atmosphériques, sont inhomogènes et instationnaires. Le calcul de ces EOFs d'erreurs nous permet de préciser la dynamique des processus et régimes d'erreurs mis en évidence dans le modèle. En outre, ces EOFs mettent en évidence les modes dominants de variabilité spatio-temporelle de l'erreur considérée, et permettent de représenter ainsi les structures covariantes d'erreurs du modèle ; ces structures sont d'un intérêt crucial pour l'assimilation de données, puisqu'elles déterminent la manière dont l'information contenue dans une observation va se propager sur les variables du modèle. Par conséquent, il est important que les EOFs représentent les principaux régimes d'erreurs décrits dans la section précédente.

Dans sa configuration de référence, cette base d'EOFs n'évolue pas au cours du temps, elle est donc calculée une fois pour toutes à partir de l'ensemble *a posteriori* de trajectoires du modèle. Cependant, la section précédente a démontré une forte non-stationnarité des covariances d'erreurs, celles-ci évoluant selon une échelle temporelle comprise entre 24 et 48h. Par conséquent,

afin de prendre en compte au mieux cette variabilité temporelle, les EOFs sont calculés à partir d'une combinaison de membres de l'ensemble pris à différents instants : ainsi, la décomposition en EOFs s'effectue sur un ensemble constitué de 5 groupes de 60 membres, chacun des groupes étant caractéristique d'une date parmi les suivantes : les 17, 20, 23, 26 et 29 novembre à 12h. En première approximation, ces cinq dates échantillonnent la plupart des régimes d'erreur mis en évidence précédemment, et devraient nous assurer une représentativité correcte des EOFs. Par ailleurs, conformément aux remarques de la *section 3.5.2* précédente, les EOFs considérés sont multivariés : ils représentent ainsi les structures dominantes d'erreurs sur l'élévation de surface "haute fréquence" $\eta - \eta_{ib}$ ("élévation HF" ou "η_{HF}" dans la suite), les vitesses barotropes u et v, l'élévation de surface due au baromètre inverse "basse fréquence" η_{ib} ("élévation BF" ou "η_{BF}" dans la suite), et les tensions de vent τ_x et τ_y. Enfin, nous avons calculé 100 modes EOFs, pour nous assurer du maximum de structures d'erreurs représentées.
Dans cette section, nous explicitons quelques détails techniques concernant le calcul des EOFs, puis nous présentons une visualisation, une caractérisation et une validation des structures d'erreurs ainsi obtenues.

3.6.1 Génération des EOFs d'ensemble

3.6.1.1 Algorithme de calcul

Notre choix s'est porté sur l'algorithme de calcul d'EOFs développé par Toumazou and Crétaux (2001) : cet algorithme permet notamment de traiter des problèmes de grandes dimensions, pour lesquelles les routines de MATLAB ou des codes classiques de Décomposition en Valeurs Singulières (Singular Value Decomposition, SVD) sont rapidement inefficaces. Il s'applique donc parfaitement à notre problème, la dimension de notre vecteur d'état étant proche de 10^6, et l'ensemble sur lequel les EOFs sont calculés comptant 300 membres.
Le calcul des éléments singuliers dominants d'une matrice de données D (de dimension $m \times n$, où $m \sim 10^6$ et $n = 300$ dans notre cas) peut s'effectuer par décomposition en valeurs singulières de la matrice D, ou, comme dans l'algorithme considéré, par décomposition en valeurs propres de la matrice $D^T D$. Si la première méthode est fiable, elle est aussi coûteuse et nécessite le calcul des n valeurs singulières de D, qui se met alors sous la forme :

$$D = U \Delta V^T \tag{3.5}$$

où Δ est la matrice diagonale des valeurs singulières $\Delta = diag(\gamma_1, \ldots, \gamma_n)$, et U (resp. V) la matrice des vecteurs singuliers à gauche (resp. droite) de dimension $m \times n$. Les relations $U^T U = I_n$ et $V^T V = I_m$ sont aussi vérifiées.
La deuxième approche consiste à calculer les valeurs propres de la matrice symétrique $D^T D$ qui s'écrit alors :

$$D^T D = V \Delta^2 V^T \tag{3.6}$$

Les valeurs singulières γ_i de D sont alors les racines carré des valeurs propres de $D^T D$, et les vecteurs singuliers à gauche sont obtenus en résolvant l'équation :

$$U = DV\Delta^{-1} \tag{3.7}$$

L'intérêt de cette méthode réside donc dans la résolution d'un problème aux valeurs propres sur une matrice symétrique de dimension $n \times n$. Une méthode de Lanczos est alors mise en place pour ne calculer qu'un certain nombre de valeurs propres (typiquement celles correspondant aux modes dominants). Pour une description complète de la méthode et sa validation, je renvoie le lecteur intéressé à Toumazou and Crétaux (2001).

3.6.1.2 Normalisation

Etant donné que nous cherchons à obtenir de la manière la plus économique les processus d'erreurs dominants, et ce pour toutes les variables considérées, il est nécessaire de procéder à une normalisation de ces dernières. Dans notre cas, lors de la construction de la matrice D, chacune des variables a été normalisée par une déviation standard constante par variable, moyennée sur le temps, l'espace et la dimension d'ensemble. Les EOFs présentés ci-après sont donc adimensionnels (ceux-ci sont redimensionnés lors de l'étape d'analyse dans le code d'assimilation). Le *tableau 3.1* rassemble les valeurs de normalisation utilisées.

η_{HF}	0.95 cm
u	0.33 cm.s^{-1}
v	0.30 cm.s^{-1}
η_{BF}	0.84 cm
τ_x	0.17 N.m^{-2}
τ_y	0.26 N.m^{-2}

TAB. 3.1 – *Déviations standards des variables d'état moyennées sur le temps, l'espace et la dimension d'ensemble, et utilisées pour normaliser ces variables.*

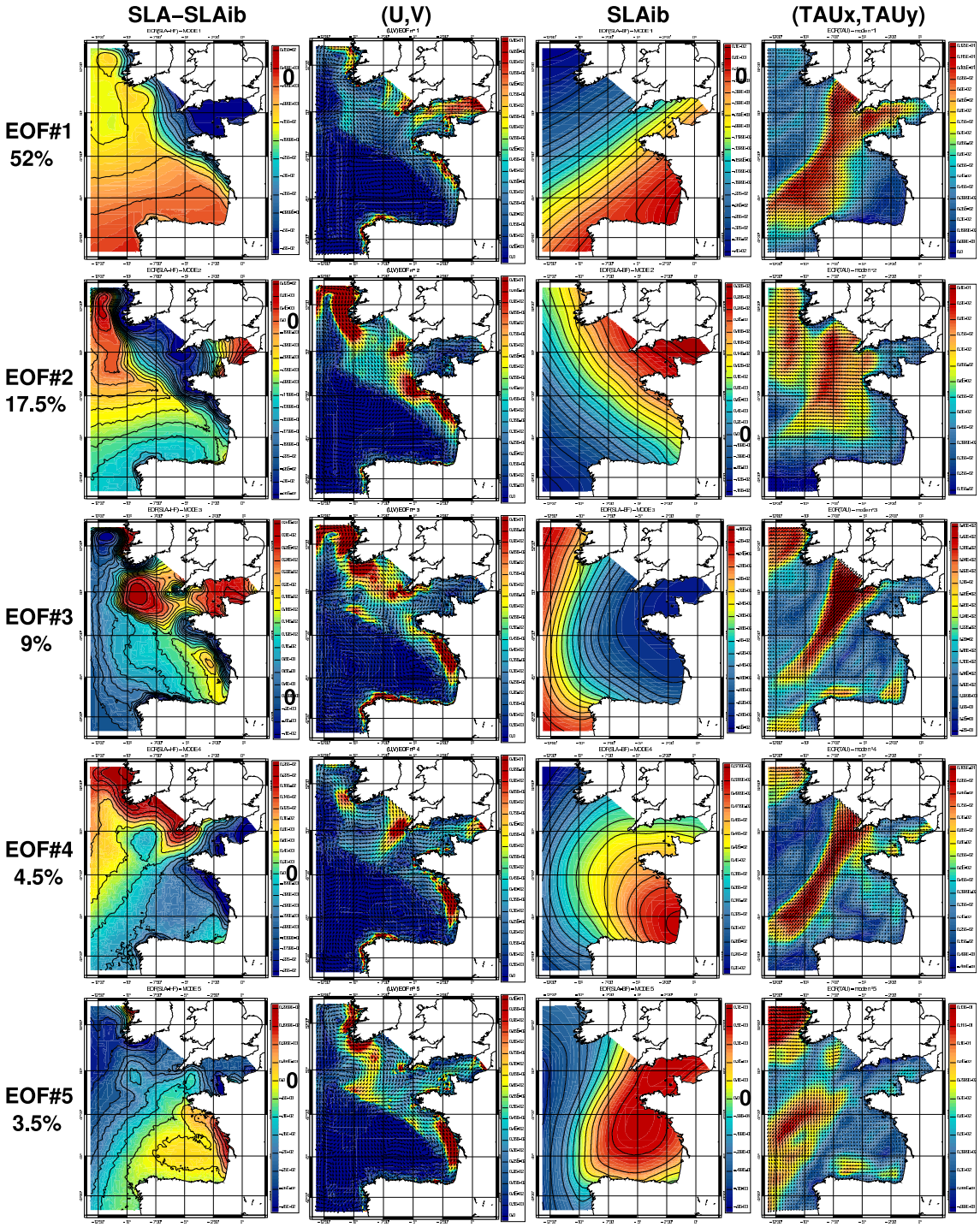
3.6.1.3 Visualisation et interprétation

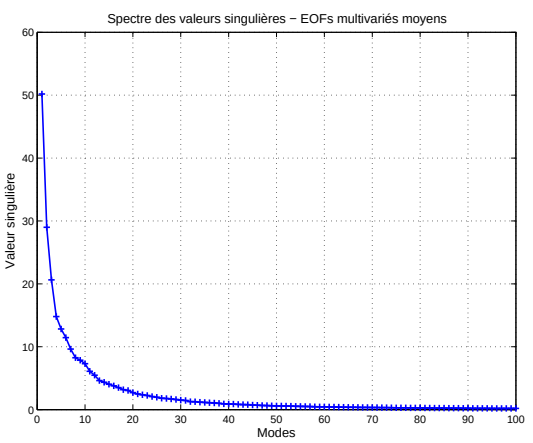
La *figure 3.19* regroupe les cinq premiers modes EOFs multivariés pour les variables d'étude, ainsi que le spectre de valeurs singulières et le pourcentage de variance expliquée par chaque mode. Le spectre associé à ces modes est assez rouge, dominé par les 5 premiers EOFS, assurant 86.5% de variance d'erreur expliquée ; cependant, il faut prendre en compte les 15 premiers modes pour pouvoir expliquer 95% de la variance d'erreur du modèle. Il apparaît donc ici que les

processus d'erreurs modélisés sont complexes (notamment parce qu'ils proviennent de plusieurs dates) et nécessitent un nombre conséquent d'EOFs pour être correctement représentés. Si le nombre de 100 EOFs est peut-être légèrement surestimé, il nous assure néanmoins une représentativité tout à fait correcte des structures d'erreurs du modèle (des études préalables que nous avons effectuées montrent que localement plusieurs dizaines d'EOFs sont nécessaires pour représenter efficacement ces structures d'erreurs).

Le premier mode correspond très clairement à l'intense régime d'erreurs du modèle dans la Manche, contrôlé essentiellement par les erreurs dans le vent : les erreurs d'élévation HF et de vitesses présentent dans cette zone leur variabilité maximale, conformément aux cartes de variance d'erreur de la *figure 3.9*, et les erreurs en tension de vent y sont dominantes. L'erreur d'élévation BF est principalement distribuée dans le Nord du domaine, zone la plus exposée aux différents épisodes dépressionnaires de la période. On confirme donc ici que les erreurs d'élévation sont faibles sur le Golfe de Gascogne. Le second mode présente des structures d'erreurs d'élévation HF et de vitesse localisées principalement autour des trois caps du domaine que sont le cap Finistère, le cap Lizard et la pointe sud irlandaise; on peut supposer que ces structures d'erreur sont relatives à des perturbations dans la propagation des ondes de gravité, notamment les ondes de Kelvin et de marée (les deux principales sur la période). Les structures d'erreurs océaniques des modes suivants sont plus difficiles à caractériser et à mettre en relation avec les erreurs atmosphériques ; on reconnaît cependant un mode d'erreur d'élévation BF sur le Golfe de Gascogne (le n°4) mais peu dominant. Plus globalement, les erreurs océaniques sont essentiellement côtières (autour des caps, en Manche et le long de la façade atlantique) ou sur le plateau, et certaines sont présentes d'un mode à l'autre, notamment les erreurs de vitesse sur le Plateau Armoricain (probablement dues aux interactions entre les courants de marée, plus faibles qu'en Manche, et les courants générés par le vent). On peut aussi remarquer une fois de plus la signature des conditions aux limites visiblement peu efficaces dans le coin nord-ouest du domaine.
Les EOFs calculés présentent donc un grand nombre de structures d'erreurs océaniques du modèle, dont les principales (au sens de la norme définie dans la *section 3.6.1.2*) mises en évidence en Manche et dans le Nord du domaine.

3.6 Génération des EOFs d'ensemble multivariés





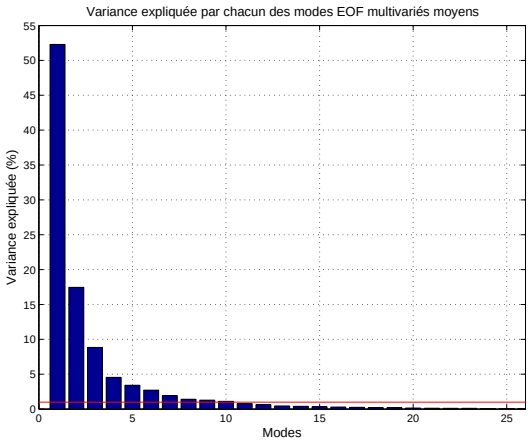


Fig. *3.19* – *Illustration des 5 premiers modes EOFs multivariés, du spectre associé, et du pourcentage de variance expliquée par chaque mode.*

3.6.2 Convergence des EOFs d'ensemble

Afin de s'assurer que les EOFs calculés représentent correctement les principales structures d'erreur du modèle, nous pouvons vérifier que le nombre de membres composant l'ensemble de calcul des EOFs est statistiquement suffisant. La *figure 3.20* présente ainsi l'évolution des 5 premiers EOFs d'erreurs de l'élévation HF en fonction du nombre de membres considérés pour les calculer. On constate que le mode dominant converge très rapidement puisque 50 membres suffisent à le révéler, sa structure n'évoluant quasiment plus avec le nombre de membres ; ceci renforce l'importance du régime d'erreur sur l'élévation de surface qui se développe en Manche. En revanche, les modes suivant présentent une convergence plus lente : il faut atteindre 200 membres pour que les structures spatiales du mode 2 se stabilisent (notamment en Manche) et 250 dans le cas du mode 3 (ce dernier explique 10% de la variance d'erreur, et n'est donc pas négligeable) ; enfin, la convergence des modes 4 et 5 est similaire à celle du mode 3.
La convergence des valeurs singulières, qui mesurent la variance d'erreur expliquée par chaque mode, doit être aussi examinée, afin de nous assurer une représentation de la variance d'erreur la plus stable possible. Ces variances seront ensuite utilisées pour configurer le système d'assimilation de données. La *figure 3.21* illustre l'évolution des valeurs singulières (normalisées) en fonction du nombre de membres. Ce résultat nous confirme la convergence des modes 2 à 5 à partir de 200 à 250 membres, mais indique aussi clairement que la convergence du mode 1 n'est finalement assurée qu'à partir de 225 membres. Par conséquent, un ensemble de 250 membres - et *a fortiori* de 300 - devrait être suffisant pour assurer la stabilité des EOFs considérés. La taille élevée de l'ensemble de trajectoires, supérieure à celle communément rencontrée dans la littérature (Evensen, 1994 ; Auclair *et al.*, 2003, Mourre *et al.*, 2004 ; Jorda Sanchez, 2005) traduit par ailleurs la complexité des processus d'erreurs modélisés durant la période considérée, caractérisée par une variabilité importante des conditions atmosphériques ; une étude similaire en période estivale aurait probablement nécessité un ensemble de plus petite taille.

3.6 Génération des EOFs d'ensemble multivariés

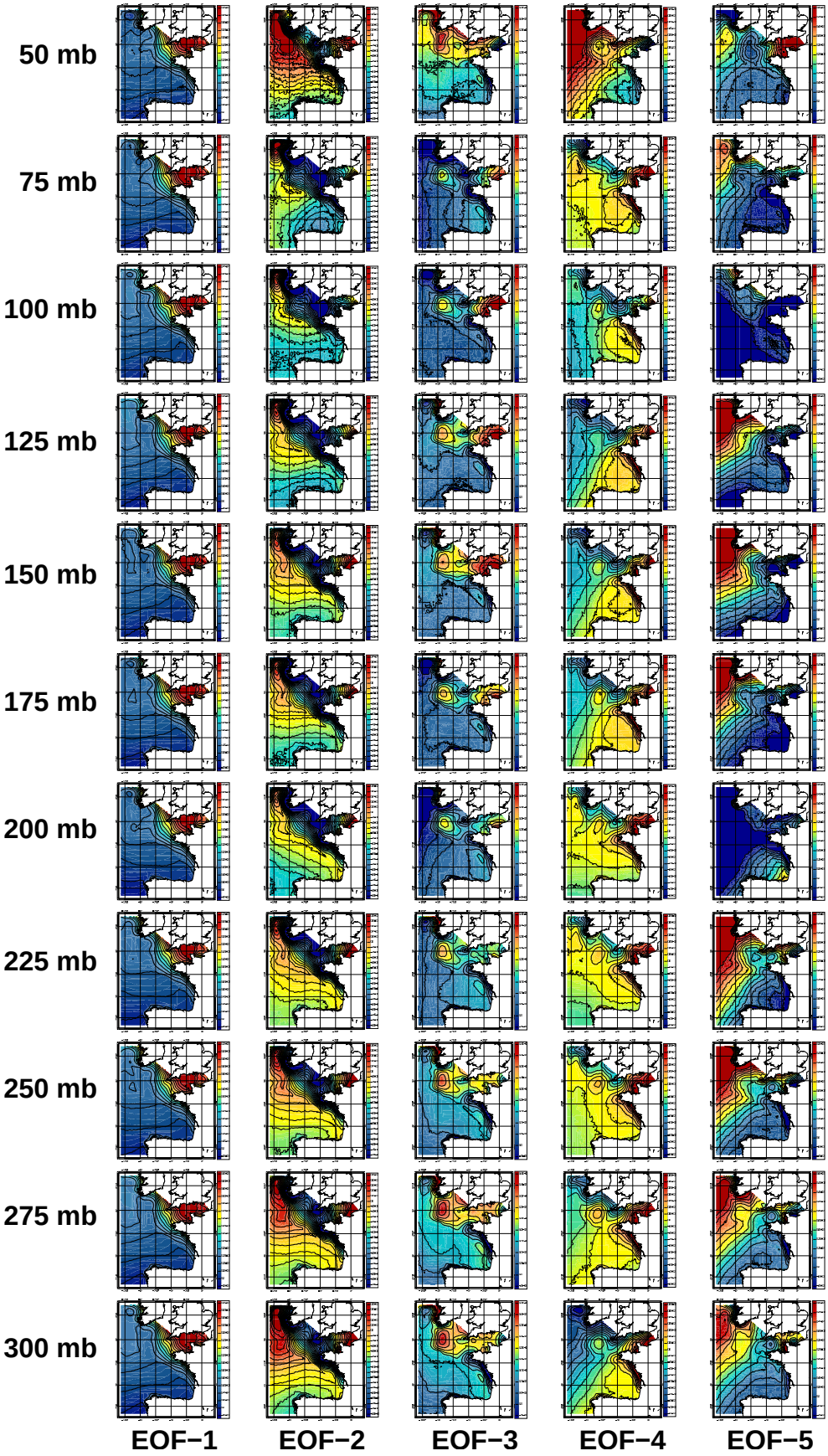


Fig. *3.20 – Evolution des 5 premiers EOFs d'élévation HF avec le nombre de membres considéré dans l'ensemble de calcul. Pour chaque mode, les 11 palettes sont identiques*

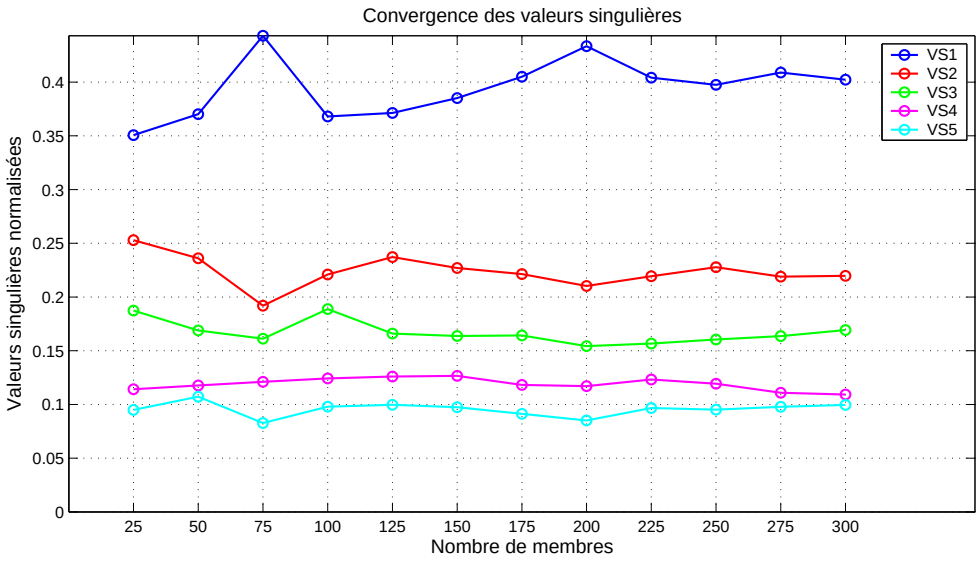


Fig. *3.21* – *Evolution des 5 premières valeurs singulières avec le nombre de membres considéré dans l'ensemble de calcul.*

Chapitre 4

Mise en place de l'assimilation de données

Sommaire

4.1 Objectifs 92
4.2 Généralités sur l'assimilation de données 92
4.2.1 Concepts de base 92
4.2.2 Formalisme du problème 93
4.2.3 Assimilations séquentielle et variationnelle 95
4.2.4 Assimilation de données en zone côtière 100
4.2.5 Exigences particulières liées à l'assimilation de données dans un contexte opérationnel 101
4.3 Le système d'assimilation de données SEQUOIA - noyau MANTA 103
4.3.1 Noyau MANTA 103
4.3.2 Interface avec le modèle océanique - performances numériques 106
4.4 Protocole d'expériences jumelles 106
4.4.1 Principe 106
4.4.2 Diagnostics de performance 107
4.5 Description des différents réseaux d'observation 110
4.5.1 Réseaux de marégraphes 111
4.5.2 Réseaux de satellites 111
4.5.3 Réseaux de radars HF et bouées eulériennes 117

4.1 Objectifs

Le chapitre précédent, consacré à la caractérisation et l'estimation des erreurs du modèle, a permis d'évaluer l'impact des erreurs potentielles dans les forçages météorologiques sur la dynamique océanique barotrope modélisée par MOG2D. Dans notre étude, l'étape suivante consiste donc à estimer notre capacité à contrôler le développement de ces erreurs océaniques à l'aide d'un schéma séquentiel d'assimilation de données, dans le cadre d'expériences jumelles; ces expériences sont rassemblées dans les *sections 5* et *6* de ce manuscrit. L'objectif du présent chapitre est donc de présenter les outils et diagnostics nécessaires à la mise en place de l'assimilation de données dans le modèle océanique.
Dans une première section, nous rappelons les concepts et le formalisme du problème d'assimilation de données propre à l'océanographie. Le schéma d'assimilation SEQUOIA et le noyau d'analyse MANTA sont ensuite présentés en *section 4.3* : ce schéma d'analyse permet notamment d'utiliser les modes covariants de l'erreur du modèle, sous forme d'EOFs multivariés définis dans le chapitre précédent, pour expliciter les covariances d'erreurs du problème ; le coût numérique d'une telle méthode est de fait réduit. Le cadre générale des expériences jumelles est établi dans une quatrième partie, où nous presentons aussi l'ensemble des diagnostics utilisés dans les *sections 5* et *6* pour estimer et qualifier la performance du système d'assimilation. Enfin, les différents réseaux d'observation testés dans le dernier chapitre sont illustrés.

4.2 Généralités sur l'assimilation de données

4.2.1 Concepts de base

L'assimilation de données en océanographie est une technique visant à *estimer* le plus précisément possible l'état de l'océan, par combinaison de données tirées de son observation et en respectant exactement ou approximativement les principes dynamiques le gouvernant, tels que les lois d'évolution temporelle et les contraintes physiques. Elle fait donc intervenir un ensemble de données, un modèle dynamique océanique et un schéma d'assimilation de données à proprement parler. Un tel système peut être appliqué à de nombreuses problématiques, selon la qualité des données disponibles et du modèle ; citons entre autres, le contrôle des erreurs de prévision dues aux erreurs de prédicibilité et conceptuelles du modèle (Evensen, 1994 ; De Mey and Benkiran, 2002), notamment dans les systèmes de surveillance et de prévision opérationnels (Robinson *et al.*, 1998 ; MERCATOR ; MFSTEP : Pinardi *et al.*, 2003 ; Demirov *et al.*, 2003), l'estimation de paramètre (Das and Lardner, 1991 ; Devenon *et al.*, 2001) ou l'étude de nouvelles configurations d'observations (Verron, 1996 ; Mourre, 2004). Pour toutes ces applications, de nombreuses techniques existent, différant par leur optimalité, leur complexité (et donc leur besoin en ressources informatiques) ou encore leur finalité conceptuelle (estimation ou contrôle) ;

mais toutes, à quelques exceptions près, sont basées sur le même concept d'optimisation : l'estimation statistique linéaire au sens des moindres carrés, nommé aussi *BLUE* (*Best Linear Unbiased Estimator*, Bouttier and Courtier, 1999).
Le concept central de l'assimilation de données est le concept d'erreurs, de modélisation et/ou d'observation, et leur contrôle. Un système d'assimilation efficace doit donc produire une estimation en accord avec les observations et le modèle dynamique, aux erreurs résiduelles d'observations et du modèle près (Robinson *et al.*, 1998).

4.2.2 Formalisme du problème

Les notations employées suivent les recommandations de Ide *et al.* (1997).

4.2.2.1 Définitions

Soient les définitions suivantes :

- χ est le **vecteur d'état du modèle** : il regroupe les variables prises en compte dans le problème considéré, en tous les points de modélisation ; dans notre cas, il est composé de 6 variables, 3 océaniques et 3 atmosphériques : les variables océaniques sont celles calculées par le modèle MOG2D, soit l'élévation de surface η et les deux composantes des vitesses barotropes u et v, aux n noeuds du maillage d'étude (n=13 306 dans notre cas) ; la pression atmosphérique et les deux composantes de la tension de vent sont aussi prises en compte dans le problème d'assimilation qui nous concerne, l'ajustement de ces variables s'étant avéré nécessaire pour le contrôle des variables océaniques (*Cf. sections 3* et *5.4.4*). Ces variables atmosphériques n'ont ici pas vocation à être améliorées, mais plutôt contrôlées. Le vecteur d'état du modèle s'écrit donc :

$$\chi = (\eta_1, \ldots, \eta_n, u_1, \ldots, u_n, v_1, \ldots, v_n, P_1, \ldots, P_n, \tau_{x,1}, \ldots, \tau_{x,n}, \tau_{y,1}, \ldots, \tau_{y,n}) \tag{4.1}$$

  La dimension du vecteur d'état χ est donc de $6n$ ($\sim$ 80 000).

- $\mathbf{x}$ est le **vecteur d'état d'estimation** : il est composé des mêmes variables que celles sur lesquelles les EOFs sont calculées, *i.e.* la composante η_{HF} (*Cf. section 3.6*), les deux composantes des vitesses barotropes u et v (les mêmes que celles du vecteur χ), la composante η_{BF} et les deux composantes de la tension de vent (idem que celles de χ). De façon similaire au vecteur χ, le vecteur d'état d'estimation $\mathbf{x}$ s'écrit :

$$\chi = (\eta_{HF,1}, \ldots, \eta_{HF,n}, u_1, \ldots, u_n, v_1, \ldots, v_n, \eta_{BF,1}, \ldots, \eta_{BF,n}, \tau_{x,1}, \ldots, \tau_{x,n}, \tau_{y,1}, \ldots, \tau_{y,n}) \tag{4.2}$$

Sa dimension est également de $6n$.
On distingue $\mathbf{x}^t$, l'état "vrai" de l'océan, *i.e.* la meilleure représentation de l'océan sous forme modélisée, $\mathbf{x}^f$, l'état calculé par le modèle (ou ébauche), et $\mathbf{x}^a$, l'état analysé, soit l'état optimal de l'océan obtenu en prenant en compte les informations fournies par le modèle et celles contenues dans les observations.

- $\mathbf{y}^o$ est le **vecteur d'observation** ; il regroupe les données des p points d'observation.

- H est l'**opérateur d'observation** ; il permet de comparer les données et les valeurs du modèle dans un même espace, celui des observations en l'occurrence. Il regroupe des relations d'interpolation spatiale (pour projeter les valeurs modélisées aux points d'observation) et/ou des lois physiques reliant variables observées et variables modélisées lorsque ces dernières ne sont pas identiques.

4.2.2.2 Erreurs associées

Comme mentionné précédemment, ni les observations ni le modèle ne sont parfaits, et sont entâchés d'erreurs ; de l'estimation de ces erreurs dépend en grande partie la qualité de l'analyse, et donc le contrôle du modèle. Nous représenterons ces erreurs par la lettre ε ; on distingue donc :

- le **vecteur d'erreurs de prévision** ε^f, modélisé par

$$\varepsilon^f = \mathbf{x}^f - \mathbf{x}^t \tag{4.3}$$

  il prend en compte les approximations physiques nécessaires à la résolution des équations fondamentales régissant l'océan, mais aussi les incertitudes sur certains paramètres du modèle, tels que les conditions aux limites ou les forçages extérieurs (atmosphériques et bathymétriques par exemple) et la propagation des erreurs par le modèle lui-même.

- les **erreurs d'observation**,

$$\varepsilon^o = \mathbf{y}^o - \mathbf{y}^t \equiv \mathbf{y}^o - H(\mathbf{x}^t) \tag{4.4}$$

  représentant les imprécisions instrumentales, les incertitudes quant à la détermination de l'opérateur d'observation H, et l'erreur de représentativité associée à la mesure d'un champ physique.

- le **vecteur d'erreurs d'analyse** ε^a,

$$\varepsilon^a = \mathbf{x}^a - \mathbf{x}^t, \tag{4.5}$$

  exprimant l'erreur résiduelle d'estimation, et permettant notamment de qualifier la performance de l'assimilation.

L'estimation de ε^f et ε^o est le point critique du problème d'assimilation de données, essentiellement car ces erreurs sont très mal identifiées, voires inconnues. L'incertitude liée à la présence de ces erreurs dans les observations, la prévision (ou l'ébauche) du modèle et l'analyse est prise en compte par l'intermédiaire de fonctions de densité de probabilité (*probability density functions*, *pdf*), modélisant les caractéristiques statistiques de ces erreurs. Les erreurs ne sont donc pas explicitement connues, mais certaines statistiques des *pdf* qui leur sont associées peuvent être estimées, telles que la moyenne et les covariances. L'estimation des matrices de covariances suivantes revêt donc une importance toute particulière :

- $\mathbf{P}^f$: matrice de covariances des erreurs de prévision (dimension $6n \times 6n$), dont la composante i, j

$$\mathbf{P}^f(i,j) = cov(\varepsilon_i^f, \varepsilon_j^f) = \overline{(\varepsilon_i^f - \overline{\varepsilon_i^f})(\varepsilon_j^f - \overline{\varepsilon_j^f})} \tag{4.6}$$

  représente la covariance entre les erreurs associées aux variables d'indices i et j dans le vecteur d'état du modèle. Ces covariances doivent permettre d'extrapoler spatialement les observations ponctuelles aussi loin qu'elles sont significatives.

- $\mathbf{R}$: matrice de covariances des erreurs d'observation (dimension $p \times p$)

$$\mathbf{R}(i,j) = cov(\varepsilon_i^o, \varepsilon_j^o) = \overline{(\varepsilon_i^o - \overline{\varepsilon_i^o})(\varepsilon_j^o - \overline{\varepsilon_j^o})} \tag{4.7}$$

  Les variances d'erreurs d'observations sont le plus souvent estimées à partir des caractéristiques instrumentales des systèmes d'observation considérés, lesquelles sont connues avec une bonne approximation. Les covariances d'erreurs d'observation (termes extra-diagonaux de la matrice) sont généralement inconnues et donc considérées comme nulles. Ceci est acceptable pour des mesures effectuées par des instruments différents, donc affectées par des erreurs physiques indépendantes ; mais cette hypothèse n'est probablement plus vérifiée lorsque les erreurs de représentativité ne sont pas nulles.

- $\mathbf{P}^a$: matrice de covariances des erreurs d'analyse (dimension $6n \times 6n$),

$$\mathbf{P}^a(i,j) = cov(\varepsilon_i^a, \varepsilon_j^a) = \overline{(\varepsilon_i^a - \overline{\varepsilon_i^a})(\varepsilon_j^a - \overline{\varepsilon_j^a})} \tag{4.8}$$

  dont la trace fournit une mesure de l'erreur de l'état analysé, grandeur que l'on cherche à minimiser dans le cadre de l'estimation statistique linéaire.

4.2.3 Assimilations séquentielle et variationnelle

Généralement, l'aspect temporel est pris en compte dans le problème d'assimilation de données ; deux approches sont alors possibles : l'une dite *séquentielle*, découlant de la théorie d'estimation, et l'autre dite *variationnelle*, se basant sur la théorie du contrôle. Toutes deux se basent sur la théorie d'estimation statistique linéaire au sens des moindres carrés ; avant d'aller plus loin

dans la description des deux approches séquentielles et variationnelles, nous présentons les hypothèses simplificatrices et les équations d'analyse du BLUE.

4.2.3.1 BLUE

Les hypothèses suivantes sont faites (Bouttier and Courtier, 1999) :

- l'opérateur d'observation est linéarisable : ses variations dans le voisinage de l'ébauche $\mathbf{x}^b$ sont linéaires : $H(\mathbf{x}) - H(\mathbf{x}^b) = \mathbf{H}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b)$, avec $\mathbf{H}$ l'opérateur d'observation linéarisé.
- les erreurs sont non-biaisées : la moyenne des erreurs d'observation et d'ébauche sont nulles : $\overline{\varepsilon^o} = \overline{\varepsilon^b} = 0$
- les erreurs d'observation et d'ébauche sont non-corrélées.
- l'étape d'analyse est linéaire, *i.e.* les corrections apportées à l'ébauche dépendent linéairement des écarts aux observations.
- l'état analysé $\mathbf{x}^a$ est optimal, *i.e.* aussi proche que possible de l'état vrai (au sens du minimum de variance).
- si les *pdf* d'erreurs de prévision et d'observations sont gaussiennes, alors l'état analysé $\mathbf{x}^a$ est aussi un *estimateur de probabilité maximale* de l'état vrai $\mathbf{x}^t$.

Sous ces hypothèses, l'analyse statistique optimale linéaire du BLUE se traduit par les équations suivantes :

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^f + \mathbf{K}\left(\mathbf{y}^o - \mathbf{H}\mathbf{x}^f\right) \tag{4.9}$$

$$\mathbf{K} = \mathbf{P}^f\mathbf{H}^T\left(\mathbf{H}\mathbf{P}^f\mathbf{H}^T + \mathbf{R}\right)^{-1} \tag{4.10}$$

où $\mathbf{K}$ est le gain d'analyse.

Remarque : dans ces équations, nous avons confondu l'état d'ébauche et l'état prévu, l'ébauche étant dans notre cas une prévision du modèle (voir aussi Ide *et al.*, 1997). Cette approximation est faite dans la suite du manuscrit, sauf mention contraire.

Si le gain $\mathbf{K}$ est optimal, la matrice de covariances d'erreurs d'analyse s'écrit alors :

$$\mathbf{P}^a = (\mathbf{I} - \mathbf{K}\mathbf{H})\,\mathbf{P}^f \tag{4.11}$$

4.2.3.2 Schémas séquentiels

Les schémas séquentiels sont organisés autour d'une succession d'étapes d'analyse et de prévision. L'étape d'analyse fournit une nouvelle estimation de l'état du modèle, ainsi que des erreurs associées, à partir d'un lot de données disponibles. L'étape de prévision intègre le modèle à partir du dernier état analysé, et assure le calcul des erreurs de prévision du modèle en propageant les erreurs d'analyse par le biais de la dynamique du modèle et en y ajoutant une estimation de l'erreur de modélisation.

Dans le cas du **Filtre de Kalman**, l'évolution de l'état de l'océan et des covariances d'erreurs entre deux instants successifs t_{i-1} et t_i, auxquels des données sont disponibles, est décrite par les relations suivantes (Ide *et al.*, 1997) :

$$\mathbf{x}^f(t_i) = M_{i-1}[\mathbf{x}^a(t_{i-1})] \tag{4.12}$$

$$\mathbf{P}^f(t_i) = \mathbf{M}_{i-1}\mathbf{P}^a(t_{i-1})\mathbf{M}_{i-1}^T + \mathbf{Q}(t_{i-1}) \tag{4.13}$$

où M est l'opérateur dynamique le plus souvent non-linéaire, décrit par $\mathbf{x}^t(t_{i+1}) = M_i[\mathbf{x}^t(t_i)]+\varepsilon(t_i)$, avec ε l'erreur de modélisation de moyenne nulle et de matrice de covariance $\mathbf{Q}$.

L'étape d'analyse i permet de corriger le nouvel état prévu à t_i selon la relation :

$$\mathbf{x}^a(t_i) = \mathbf{x}^f(t_i) + \mathbf{K}_i[\mathbf{y}^o(t_i) - \mathbf{H}_i\mathbf{x}^f(t_i)] \tag{4.14}$$

avec $\mathbf{K}_i$ le gain de Kalman défini par :

$$\mathbf{K}_i = \mathbf{P}^f(t_i)\mathbf{H}_i^T[\mathbf{H}_i\mathbf{P}^f(t_i)\mathbf{H}_i^T + \mathbf{R}_i]^{-1} \tag{4.15}$$

La matrice de covariances des erreurs d'analyse s'exprime alors par :

$$\mathbf{P}^a(t_i) = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_i\mathbf{H}_i)\mathbf{P}^f(t_i) \tag{4.16}$$

Filtre de Kalman d'Ensemble

Nous présentons ici l'implémentation du Filtre de Kalman d'Ensemble (*Ensemble Kalman Filter*, ci-après EnKF) telle que l'a réalisée Mourre (2004) en se basant sur les travaux de Evensen (2003) ; ce schéma d'assimilation séquentielle fait évoluer simultanément tous les membres d'un ensemble de simulations du modèle en les soumettant aux cycles d'intégration et de correction du Filtre de Kalman ; les covariances d'erreurs sont alors calculées à partir de l'ensemble de simulations et utilisées dans la phase d'analyse pour corriger tous les membres. La formulation de ce schéma s'appuie ici sur les *représenteurs* des observations à chaque analyse. Ces fonctions

d'influence s'obtiennent par reformulation de l'étape d'analyse du Filtre de Kalman (Bennett, 1992 ; Echevin *et al.*, 1999) ; l'équation (4.14) s'écrit alors sous la forme

$$\mathbf{x}^a(t_i) = \mathbf{x}^f(t_i) + \sum_{j=1}^{j=p_i} \mathbf{b}_j(t_i)\mathbf{r}_j(t_i) \tag{4.17}$$

où $\mathbf{r}_j(t_i)$ est le *représenteur* de la j^{ieme} observation (de dimension $6n$), $\mathbf{b}_j(t_i)$ le coefficient associé (scalaire) et p_i le nombre d'observations à l'instant t_i,

soit sous forme matricielle :

$$\mathbf{x}^a(t_i) = \mathbf{x}^f(t_i) + \mathbf{r}(t_i)\mathbf{b}(t_i) \tag{4.18}$$

avec $\mathbf{r}(t_i)$ la matrice des représenteurs à l'instant t_i, de dimension $(6n, p_i)$, et $\mathbf{b}(t_i)$ le vecteur de coefficients, de dimension p_i.

La matrice $\mathbf{r}(t_i)$ est définie par la relation

$$\mathbf{r}(t_i) = \mathbf{P}^f(t_i)\mathbf{H}^T(t_i) \tag{4.19}$$

tandis que le vecteur $\mathbf{b}(t_i)$ vérifie l'équation

$$[\mathbf{H}_i\mathbf{P}^f(t_i)\mathbf{H}_i^T + \mathbf{R}_i]\mathbf{b}(t_i) = [\mathbf{y}^o(t_i) - \mathbf{H}_i\mathbf{x}^f(t_i)] \tag{4.20}$$

(avec $\mathbf{H}_i = \mathbf{H}(t_i)$).

La matrice $\mathbf{r}(t_i)$ contient autant de colonnes que d'observations disponibles à l'instant t_i, chacune de ces colonnes $\mathbf{r}_j(t_i)$ constituant le représenteur d'une observation donnée. Par ailleurs, l'étape d'analyse en représenteur de l'équation (4.17) peut s'interpréter comme la correction de l'état prévu $\mathbf{x}^f$ par une combinaison de termes, les représenteurs, dépendant de la matrice de covariances d'erreurs de prévision $\mathbf{P}^f$; chaque représenteur $\mathbf{r}_j$ propage ainsi l'information de la j^{ieme} observation aux différentes variables du vecteur d'état.
Dans notre étude, les représenteurs définis ci-dessus permettent donc de visualiser le *domaine d'influence* d'une observation (ou *"doi"* pour *"domain of influence"*, comme dans Mourre *et al.*, 2004), ainsi que l'amplitude de la correction potentielle associée à cette observation, pour une innovation donnée.

Nous explicitons maintenant l'expression du domaine d'influence d'une seule observation, utilisée dans la *section 3.5.* Considérons ainsi une observation isolée $\mathbf{y}_k$ de la variable $\mathbf{x}_k$ (élévation de surface ou vitesses barotropes), localisée sur un nœud k du maillage, pour simplifier les expressions (ainsi $\mathbf{y}_k$ équivaut à $\mathbf{x}_k$). La correction appliquée à l'état prévu $\mathbf{x}^f$ par assimilation de l'observation s'exprime alors par :

$$\delta\mathbf{x} = \mathbf{x}^a - \mathbf{x}^f = \mathbf{b}_k\mathbf{r}_k \tag{4.21}$$

avec

$$\mathbf{r}_k = \mathbf{P}^f \mathbf{H}_k^T = cov(\varepsilon_k^f, \varepsilon^f) \tag{4.22}$$

$$\mathbf{b}_k = \frac{\mathbf{y}_k - \mathbf{x}_k}{cov(\varepsilon_k^f, \varepsilon_k^f) + cov(\varepsilon^o, \varepsilon^o)} = \frac{\delta \mathbf{y}_k}{var(\varepsilon_k^f) + var(\varepsilon^o)} \tag{4.23}$$

où $\delta \mathbf{y}_k$ représente l'innovation, ε^f l'erreur de prévision, ε^o l'erreur d'observation, et les abbréviations *cov* et *var* la covariance et la variance.

Combinant les relations (4.21), (4.22) et (4.23), la correction au noeud i s'exprime alors de la manière suivante :

$$\delta \mathbf{x}_i = \frac{cov(\varepsilon_k^f, \varepsilon_i^f)}{var(\varepsilon_k^f) + var(\varepsilon^o)} \, \delta \mathbf{y}_k \tag{4.24}$$

ou encore par la relation suivante, faisant intervenir les corrélations d'erreur :

$$\delta \mathbf{x}_i = \frac{correl(\varepsilon_k^f, \varepsilon_i^f)}{1 + \frac{var(\varepsilon^o)}{var(\varepsilon_k^f)}} \sqrt{\frac{var(\varepsilon_i^f)}{var(\varepsilon_k^f)}} \, \delta \mathbf{y}_k \tag{4.25}$$

où l'abbréviation *correl* désigne la corrélation.

Par conséquent, la correction obtenue pas assimilation isolée de l'observation $\mathbf{y}_k$ dépend des corrélations entre les erreurs associées à la variable observée $\mathbf{x}_k$ et la variable à corriger $\mathbf{x}_i$, ceci traduisant l'extension spatiale de la correction. L'amplitude de la correction $\delta \mathbf{x}_i$ dépend quant à elle de l'erreur d'observation et du ratio entre les variances d'erreur au point i et au point d'observation : en l'occurence, si l'erreur d'observation est forte, le modèle ne doit pas être trop corrigé, et la correction reste faible ; d'autre part, si la variance d'erreur est plus forte (resp. plus faible) au point i qu'au point observé, la correction $\delta \mathbf{x}_i$ doit être significative (resp. moindre).

Remarque : Nous plaçant dans le cadre de l'hypothèse du BLUE et de la modélisation d'ensemble, les erreurs de prévision sont supposées non biaisées ; par conséquent, les variances, covariances et corrélations d'ensemble des erreurs du modèle sont identifiables aux variances, covariances et corrélations d'ensemble des variables d'état :

$$cov(\varepsilon_k^f, \varepsilon_i^f) = \overline{(\varepsilon_k^f - \overline{\varepsilon_k^f})(\varepsilon_i^f - \overline{\varepsilon_i^f})} \tag{4.26}$$

$$= \overline{(\varepsilon_k^f)(\varepsilon_i^f)} \tag{4.27}$$

$$= \overline{(\mathbf{x}_k^f - \overline{\mathbf{x}_k^f})(\mathbf{x}_i^f - \overline{\mathbf{x}_i^f})} \tag{4.28}$$

$$= cov(\mathbf{x}_k^f, \mathbf{x}_i^f) \tag{4.29}$$

la barre horizontale traduisant la moyenne d'ensemble.

Schéma d'Interpolation Optimale

Un autre schéma séquentiel nous intéressant plus particulièrement, puisqu'à la base du code d'assimilation que nous utiliserons dans la suite de l'étude, est celui dit d'**Interpolation Optimale** (*Optimal Interpolation*, ci-après OI) ; ce schéma ne permet pas de faire évoluer les covariances d'erreurs de prévision du modèle par le biais de la dynamique du modèle comme dans le Filtre de Kalman. Dans ce filtre *sous-optimal*, la matrice de covariances des erreurs de prévision $\mathbf{P}^f$ du Filtre de Kalman est donc approchée par une matrice $\mathbf{B}^f$ de covariances d'erreur d'ébauche s'exprimant par la relation

$$\mathbf{B}^f = \mathbf{D}^{f\,1/2}\mathbf{C}\mathbf{D}^{f\,1/2} \tag{4.30}$$

dans laquelle seules les variances d'erreur d'ébauche contenues dans la matrice diagonale $\mathbf{D}^f$ sont prédites à partir des variances d'erreur d'analyse, par le biais d'un schéma externe. La matrice $\mathbf{C}$ regroupe les corrélations d'erreur, qui sont suppposées constantes. L'évolution temporelle de l'état du modèle et la phase d'analyse sont similaires à celles du Filtre de Kalman, le gain d'OI, $\mathbf{K}^{OI}$, se formulant comme dans (4.15) en remplaçant $\mathbf{P}^f$ par $\mathbf{B}^f$.

4.2.3.3 Schémas variationnels

L'approche variationnelle est légèrement différente : dans ce cas, l'analyse BLUE revient à minimiser une *fonction coût* mesurant la distance de l'état recherché à celui du modèle et aux observations :

$$J(\mathbf{x}) = \frac{1}{2}\left[(\mathbf{x}-\mathbf{x}^b)^T(\mathbf{P}^b)^{-1}(\mathbf{x}-\mathbf{x}^b) + (\mathbf{H}\mathbf{x}-\mathbf{y}^0)^T\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H}\mathbf{x}-\mathbf{y}^0)\right] \tag{4.31}$$

$$J(\mathbf{x}) = J^b(\mathbf{x}) + J^o(\mathbf{x}) \tag{4.32}$$

L'avantage de cette méthode réside dans la minimisation globale opérée, et le coût numérique moins élevé que dans le Filtre de Kalman. Cette méthode a notamment été appliquée par Devenon *et al.* (2001) pour estimer certains paramètres inconnus (conditions aux frontières ouvertes et coefficient de viscosité turbulente) d'un modèle tridimensionnel de circulation côtière aux équations primitives. En revanche, lorsque l'aspect temporel est pris en compte (4D-VAR), l'analyse nécessite l'implémentation du modèle adjoint, ce qui peut-être fastidieux dans le cas d'un modèle de prévision complexe.

4.2.4 Assimilation de données en zone côtière

Comme mentionné précédemment, la spécification des covariances d'erreurs et de leur évolution est le point central du problème d'assimilation de données. Le plus souvent inconnues, les propriétés statistiques et physiques de ces erreurs font donc l'objet d'hypothèses simplificatrices.

Dans les problèmes d'assimilation en zone hauturière, les hypothèses d'homogénéité et stationnarité des variances d'erreurs, d'isotropie des covariances d'erreurs, de séparation des modes verticaux et horizontaux (De Mey and Benkiran, 2002) sont couramment utilisées. En revanche, en zone côtière, les processus non-linéaires devenant importants et la dynamique océanique étant fortement contrôlée par la bathymétrie, la côte, l'atmosphère et l'océan ouvert, ces statistiques d'erreurs deviennent largement inhomogènes, instationnaires et anisotrope (Echevin *et al.*, 2000 ; Auclair *et al.*, 2003). Par conséquent, une étude approfondie du sous-espace d'erreurs de prévision du modèle est nécessaire, afin de correctement spécifier les échelles temporelles et spatiales des statistiques des erreurs considérées, et notamment leurs covariances (SHYC, 2003).

4.2.5 Exigences particulières liées à l'assimilation de données dans un contexte opérationnel

L'un des objectifs de ce travail est la mise en place d'un schéma d'assimilation de données pouvant être utilisé ultérieurement pour des applications de prévision du niveau de la mer et des vitesses barotropes, dans des zones d'aire limitée, notamment en mers côtières et de plateau. Comme nous l'avons mentionné dans l'introduction, la communauté scientifique impliquée dans le projet MERCATOR a défini (De Mey (1998), désigné ci-après par DM98) un certain nombre d'exigences devant s'appliquer à un schéma d'assimilation de données dans le cadre de l'opérationnel temps réel, et assurant simultanément une qualité scientifique "raisonnable" des résultats.
Dans le document de faisabilité DM98, les auteurs examinent les différentes méthodes d'assimilation disponibles à cette date (1998). En effet, ces méthodes ne sont pas équivalentes vis à vis des exigences définies, et ont des avantages et des inconvénients synthétisés dans la *figure 4.1* extraite du document DM98. Ces exigences sont les suivantes :

- **utiliser une technologie multivariée**, afin notamment de pouvoir propager la correction d'un champ océanique donné aux autres champs, et de profiter de chacun des types d'observations disponibles (dans la limite des variables représentées dans le modèle).
- **être adapté à des vecteurs d'état de grande dimension à un coût raisonnable**, ce qui est particulièrement nécessaire en zone côtière, et qui implique de mettre en œuvre des principes adaptés (réduction d'ordre par exemple) afin de pouvoir supporter le grand nombre de simulations, de tests et éventuellement de simulations d'ensemble prévu.
- **pouvoir fournir des prévisions à court terme** : celles-ci doivent être disponibles en temps quasi réel, et apporter une amélioration par rapport à la persistence. La qualité de ces prévisions va notamment dépendre de celle des forçages atmosphériques prévus. La performance des méthodes relativement simples, telles que l'Interpolation Optimale, dépend fortement de l'expérience et de l'habileté des utilisateurs pour caractériser et paramétriser

les erreurs de prévision de façon efficace ; la méthode que nous développons dans ce travail doit permettre de répondre à ce type d'attente.

- **pouvoir fournir des estimations des erreurs d'analyse et de prévision**, sous forme de barres d'erreur aussi fiables que possible. Les barres d'erreurs de prévision peuvent être obtenues de manière interne au schéma, ou par analyse empirique des sorties de modèle et comparaison à des données indépendantes.
- **être "cognitif"**, *i.e.* capable de s'adapter à l'évolution du sous-espace d'erreur et même d'assurer un apprentissage de ce sous-espace.
- **être robuste** : le système doit au maximum éviter de développer des instabilités (la trajectoire du modèle doit être *contrôlée*), des transitoires trop violents à l'initialisation, et pouvoir fonctionner dans un environnement dégradé (par exemple sans donnée d'un type particulier) et assurer malgré cela la production d'estimations de qualité connue (barres d'erreurs).
- **être évolutif**, *i.e.* aisément mis à jour : ceci se traduit par exemple par une architecture modulaire, et par la possibilité d'améliorer le schéma de manière continue.
- **être accepté et publié par la communauté scientifique, et prêt à être testé dans un futur proche**

Nous nous sommes inspirés dans cette étude de ces exigences afin d'implémenter une configuration d'assimilation de données qui pourrait servir de base à un futur système de prévision des surcotes. Dans la partie *Conclusions*, nous commenterons les résultats de notre étude en regard de ces exigences scientifiques et technologiques.

	1 Varia(t) (4D-Var, 4D-PSAS)	2 (RO)EKF, variants, SEEK, EnKF	3 Adapt., (RO)AKF	4 OI, nudging, SOFA, 3DVAR, PSAS
A Multi-variate	Excellent match	EKF, variants, EnKF : fair match SEEK : Via order reduction	Same remarks as for EKF Not tested	OI : Not tested in ocean except via order reduction (e.g. SOFA) 3DVAR, PSAS probably OK
B Global high resolution	Several incremental (external loop), dual, multigrid approaches proposed recently, no example of the MERCATOR class, preconditioning ?	EKF must be degraded, order reduction critical ROEKF, SEEK : fair match in tropical regions EnKF too costly for full problem	Same remarks as for EKF Order reduction and/or error covariance modelling critical	OI : Excellent match 3DVAR, PSAS : needs testing
C Prediction	Physics : probably good match *f*(attractor) Operational aspects : *f*(CPU time)	Physics : f(order reduction) Operational aspects : variable EnKF: ensemble forecast reliable	Same remarks as for EKF	Physics : difficult, fine-tuning necessary Operational aspects : OK
D Error estimates	Not provided, external module (EKF, ROEKF,...) necessary (examples ?), 2rd-order adjoint	EKF, variants: Reference Subspace (ROEKF, SEEK) EnKF: approximate	Same remarks as for EKF Error parameter estimates : variances, bias, correlation scales, etc.	Forecast errors not provided Analysis errors unreliable
E Cognitive	$\mathbf{B}_0$: Possibility of an external module : ROAKF, SEEK, EnKF	**Q** : Possibility of an external module : ROAKF, 4D-PSAS EnKF: **Q** not needed, can estimate $\mathbf{B}_0$	**Q** not needed, can estimate $\mathbf{B}_0$, **Q**, model parameters	$\mathbf{B}_0$: Possibility of an external module : ROAKF, SEEK, EnKF
F Robust	Excellent match, *f*(attractor)			Difficult for this type of methods External modules (e.g. init.) possible
G Evolutive	From OI/3DVAR Errors/preconditioning can be specified by adaptive schemes, EKF, SEEK, EnKF	Error propagation in subspace (ROEKF, SEEK) or low resolution (EnKF) for variational methods, OI SEEK could provide order reduction for ROAKF, OI 4DVAR/adjoint could be used to initialize SEEK ("DOD singular vectors")	Complementary with variational schemes, OI/3DVAR	OI to 3DVAR OI/3DVAR to ROEKF/4D-Var Order reduction can be specified by SEEK, by adjoint (as part of 4D-Var) Errors can be specified by adaptive schemes, SEEK, EnKF
H Sci.comm.	Useable variants are recent	Probably OK	Still recent	Plentiful meteorological literature

Grey boxes	Unclear conclusions, to be further discussed ; or : negative conclusions
Thickened box frame	Strong feature of this class of algorithms

Fig. ***4.1*** *– Table confrontant les méthodes d'assimilation existantes aux contraintes exigées dans le contexte opérationnel de MERCATOR (d'après De Mey (1998))*

4.3 Le système d'assimilation de données SEQUOIA - noyau MANTA

SEQUOIA est un système d'assimilation de données séquentiel développé par Pierre De Mey au sein du POC. Il succède au code SOFA utilisé en routine dans de nombreux systèmes de prévisions océaniques, tels que le Mediterranean Forecasting System (MFS : Pinardi *et al.*, 2003 ; Demirov *et al.*, 2003), MERCATOR ou ADRICOSM (Zavatarelli and Pinardi, 2003). Le code SEQUOIA est composé de modules dédiés au pilotage du modèle dans la phase de prévision, à la sélection des données et à l'étape d'analyse. Cette modularité autorise donc l'utilisation de différents noyaux d'analyse et modèles numériques.

4.3.1 Noyau MANTA

Dans notre étude, nous avons utilisé le noyau MANTA, basé sur un schéma d'**Interpolation Optimale à Ordre Réduit** (ROOI) global et 4D ; la réduction d'ordre s'effectue par le biais d'une base d'EOFs-3D (*Empirical Orthogonal Functions*), modélisant les covariances d'erreurs du modèle. Les relations de cohérence dynamiques et statistiques dominantes entre les variables d'état sont donc introduites via ces EOFs. Cette méthode permet en outre de tronquer le problème à un certain ordre en utilisant un critère externe ; un tel critère fait appel par exemple aux valeurs propres associées aux modes EOFs, qui donnent une mesure de la variabilité expliquée par chacun de ces modes, et donc une caractérisation des modes dominants. Notons que le noyau MANTA n'est pas figé à une utilisation en Interpolation Optimale, et qu'il peut être utilisé dans un Filtre de Kalman Etendu à Ordre Réduit (ROEKF), dans un SEEK (Pham *et al*, 1997), ou dans des schémas à dimension d'ensemble tels que les EnOI ou EnKF. Dans le cas qui nous concerne, le noyau est donc utilisé en configuration ROOI, les équations de base sont donc celles du Filtre de Kalman Etendu pour lequel la matrice de covariances des erreurs de prévision $\mathbf{P}^f$ est remplacée par une matrice de covariances des erreurs d'ébauche $\mathbf{B}^f$ n'évoluant pas dans le temps. En accord avec la remarque de la page *96*, nous confondrons dans la suite les matrices $\mathbf{P}^f$ et $\mathbf{B}^f$.

Toute matrice définie positive, telle que $\mathbf{P}^f$, se décompose sous la forme :

$$\mathbf{P}^f = \mathbf{V}\Delta\mathbf{V}^T \tag{4.33}$$

où $\mathbf{V}$ est une matrice orthogonale dont les colonnes sont les vecteurs propres (EOFs) des erreurs de prévision, et Δ une matrice diagonale dont les éléments sont les valeurs propres associées aux vecteurs propres (cette relation (4.33) est donc une forme alternative plus satisfaisante de la relation (4.30)). Les EOFs qui modélisent ainsi $\mathbf{P}^f$ définissent des modes multivariés de variabilité spatialement cohérents et physiquement plus représentatifs que des corrélations d'erreurs stationnaires.

Les deux approximations suivantes sont faites :

(1) à tout instant (d'analyse notamment), $\mathbf{P}^f$ s'exprime à partir d'un ensemble de vecteurs orthonormaux $\widetilde{\mathbf{V}}$ pré-calculés (à l'instant considéré ou sous une forme indépendante du temps) et approchant les "vrais" vecteurs propres d'erreurs de prévision $\mathbf{V}$ (inconnus) ;

(2) le problème est tronqué aux modes dominants par le biais d'un critère externe (par exemple, la variance expliquée par chaque mode) ; un sous-ensemble de vecteurs de $\widetilde{\mathbf{V}}$ est supposé générer l'*espace réduit*, tandis que les vecteurs restant représentent l'espace non résolu, ou *espace nul*. Ceci se traduit par :

$$\widetilde{\mathbf{V}} = \mathbf{S}^T | \overline{\mathbf{S}}^T \tag{4.34}$$

où "|" traduit la juxtaposition colonne à colonne des deux matrices. Les matrices $\mathbf{S}$ et $\overline{\mathbf{S}}$ représentent respectivement les opérateurs de simplification de l'espace réduit et de l'espace nul.

La matrice de covariances d'erreurs de prévision s'écrit alors :

$$\mathbf{P}^f = \mathbf{S}^T \mathbf{P}_r^f \mathbf{S} + \overline{\mathbf{S}}^T \overline{\mathbf{P}}_r^f \overline{\mathbf{S}} \tag{4.35}$$

où $\mathbf{P}_r^f$ et $\overline{\mathbf{P}}_r^f$ représentent les matrices de covariances d'erreurs de prévision respectivement dans l'espace réduit et nul. $\mathbf{P}_r^f$ est diagonale et contient les variances d'erreurs.

Selon les hypothèses précédentes, le problème s'exprime alors entièrement dans l'espace réduit (la contribution de l'espace nul n'intervient que dans la définition de la matrice de covariances d'erreur d'observation d'ordre réduit, voir ci-après). Le gain du schéma ROOI s'exprime, dans l'état non-réduit, par la relation :

$$\mathbf{K}^{ROOI} = \mathbf{S}^T \mathbf{K}_r \tag{4.36}$$

$$\mathbf{K}_r = \mathbf{P}_r^f \mathbf{H}_r^T \left(\mathbf{H}_r \mathbf{P}_r^f \mathbf{H}_r^T + \mathbf{R}_r \right)^{-1} \tag{4.37}$$

où $\mathbf{K}_r$ est le gain dans l'espace réduit. D'après ces deux expressions (4.36) et (4.37), on constate que ce schéma fait varier les amplitudes des EOFs dans la correction, en fonction de l'information apportée par les données.

En pratique, le calcul du gain $\mathbf{K}_r$ nécessite l'inversion d'une matrice de dimension $p \times p$, p le nombre d'observations à l'instant considéré ; une autre formulation est donnée par Pham *et al.* (1998) dans le contexte du filtre SEEK, permettant d'écrire le gain $\mathbf{K}_r$ sous la forme :

$$\mathbf{K}_r = \left(\mathbf{P}_r^f \right)^{1/2} \left(\mathbf{I} + \rho_r \mathbf{R}_r^{-1} \rho_r^T \right)^{-1} \rho_r \mathbf{R}_r^{-1} \tag{4.38}$$

où $\rho_r \equiv \left(\mathbf{P}_r^f \right)^{1/2} \mathbf{H}_r^T$ est la matrice de représenteurs d'ordre réduit (par analogie avec les représenteurs "classiques", définis par la relation $\mathbf{r}(t_i) = \mathbf{P}^f(t_i)\mathbf{H}^T(t_i)$; voir la *section 3.5.1* pour plus de détails)

A l'instant d'analyse, le modèle redémarre du champ obtenu avant analyse corrigé d'un incrément calculé dans l'espace réduit et transposé dans l'état du modèle par le biais de la matrice $\mathbf{S}^T$. Les observations sont traduites dans l'espace réduit via l'*opérateur d'observation d'ordre réduit* $\mathbf{H}_r = \mathbf{H}\mathbf{S}^T$.

La matrice de covariances d'erreurs d'observation d'ordre réduit $\mathbf{R}_r$ inclut des termes d'erreurs relatifs aux processus observés non représentés dans l'espace réduit, d'où son expression :

$$\mathbf{R}_r = \mathbf{R} + \overline{\mathbf{H}}_r \overline{\mathbf{P}}_r^f \overline{\mathbf{H}}_r^T = \mathbf{R} + \mathbf{E}_{NSREV} \tag{4.39}$$

où $\mathbf{E}_{NSREV}$ est une matrice diagonale regroupant les variances d'erreur de représentativité dans l'espace nul (*Null Space Representativity Error Variance*). Il est important de noter que dans de nombreux cas, $\mathbf{E}_{NSREV}$ est la source principale d'erreurs dans l'expression (4.39). Notons que dans la version actuelle du noyau, les erreurs caractéristiques de l'espace nul ne sont pas calculées.

La matrice de covariances d'erreurs d'analyse s'exprime alors par :

$$\mathbf{B}^a = \mathbf{S}^T \mathbf{B}_r^a \mathbf{S} \tag{4.40}$$

$$\mathbf{B}_r^a = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_r \mathbf{H}_r)\, \mathbf{B}_r^f\, (\mathbf{I} - \mathbf{K}_r \mathbf{H}_r)^T + \mathbf{K}_r \mathbf{R}_r \mathbf{K}_r^T \tag{4.41}$$

En pratique, les EOFs peuvent être calculés à partir d'écarts d'observations ou de sorties de modèles à une climatologie ; on parle alors d'*EOFs de variabilité naturelle* (*natural variability (nv) EOFs*). Dans ce cas, il est nécessaire de faire l'hypothèse que les covariances d'erreurs de prévision peuvent s'exprimer sur cette base de nv-EOFs. Il faut cependant garder à l'esprit que dans certains cas, le sous-espace d'erreur du modèle n'est pas correctement représenté par une telle base, notamment parce que la variabilité d'un processus modélisé ne représente pas nécessairement les erreurs associées à cette modélisation.

Une autre manière de calculer ces EOFs d'erreurs de prévision revient à les approcher par des EOFs calculés à partir de simulations d'ensemble (*Cf. Introduction*) : ces *EOFs d'ensemble* sont alors calculés à partir des écarts des trajectoires de l'ensemble par rapport à la moyenne de celui-ci (ou d'une simulation de référence si le processus de perturbation utilisé est à moyenne nulle, voir ci-après). Typiquement, la matrice $\mathbf{P}^f$ des covariances d'erreur de prévision est approchée par celle des covariances d'ensemble des erreurs de prévision, telle que :

$$\mathbf{P}^f(i,j) = \overline{(\varepsilon_i^f - \overline{\varepsilon_i^f}^E)(\varepsilon_j^f - \overline{\varepsilon_j^f}^E)^T}^E = \overline{(\mathbf{x}_i^f - \overline{\mathbf{x}_i^f}^E)(\mathbf{x}_j^f - \overline{\mathbf{x}_j^f}^E)^T}^E \tag{4.42}$$

où $\overline{(.)}^E$ représente la moyenne d'ensemble et $\varepsilon^f = (\mathbf{x}^f - \overline{\mathbf{x}^f}^E)$ approche l'erreur du modèle (*Cf. Introduction*). Les EOFs sont ensuite calculés via une décomposition en valeurs propres de $\mathbf{P}^f$, et assimilés aux colonnes de la matrice $\mathbf{S}$.

La dimension des ensembles variant de 100 à 300 membres afin d'assurer une convergence suffisante des statistiques d'ensemble, la principale contrainte d'une telle méthode reste donc informatique; dans notre cas, l'ensemble d'étude (présenté en *section 3*) a pu être calculé sur la grappe de 25 machines du Pôle d'Océanographie Côtière de Toulouse (POC).

Considérant les caractéristiques du schéma d'assimilation utilisé dans notre étude, et notamment les hypothèses effectuées, une question se pose : **est-il possible - sur une période donnée - de contrôler les erreurs du modèle considérées par le biais d'une base d'EOFs d'erreurs invariante dans le temps ?**

4.3.2 Interface avec le modèle océanique - performances numériques

Dans notre étude, les sources informatiques du modèle océanique sont directement intégrées dans celle de SEQUOIA, de telle sorte que MOG2D est piloté en interne par le code d'assimilation. Trois modules se "branchant" directement dans les sources du modèle, permettent successivement d'initialiser ce dernier, de (re)lancer la boucle temporelle de prévision, et enfin de stopper (ou conclure) la simulation. La définition de certaines routines, telles que la correction de l'état du modèle à partir de l'incrément fourni par l'analyse, est laissée à la discrétion de l'utilisateur.
Les performances du système ont été évaluées dans le cadre d'une simulation assimilée de référence, en terme de temps de calcul supplémentaire requis par l'assimilation de données. Dans cette simulation assimilée de référence, 10 marégraphes, fournissant des observations selon une fréquence horaire, sont assimilés toutes les 12 heures (120 observations sont donc traitées à chaque analyse), pendant 15 jours (soit 30 analyses) ; la base d'EOFs utilisée compte 100 EOFs, lus et enregistrés une seule fois, lors de la première analyse. Dans cette configuration, la simulation assimilée de réference dure 309.25 minutes, tandis que la solution sans assimilation est obtenue en 304 minutes ; les phases d'analyse et de redémarrage du modèle nécessitent donc 5.25 minutes de plus, et représentent donc 1.7 % de temps supplémentaire. Ces performances sont tout à fait satisfaisantes, mais sont relatives à la configuration d'assimilation de données considérée dans ce test ; l'augmentation du nombre de données ou le recalcul des EOFs lors des phases d'analyse devraient notamment augmenter le temps requis par l'assimilation.

4.4 Protocole d'expériences jumelles

4.4.1 Principe

L'estimation de la réduction potentielle des erreurs de prévision du modèle par l'assimilation de données provenant de divers réseaux d'observation est réalisée dans le cadre d'OSSEs (*Observing*

Systems Simulation Experiments, Arnold and Dey, 1986). Dans le cadre de ces **expériences jumelles**, les observations ne sont pas réelles mais générées à partir d'une simulation dite de *contrôle* ; dans notre cas, cette simulation est tirée de l'ensemble *a posteriori* de trajectoires modélisées. Les données extraites de cette simulation sont perturbées par un bruit aléatoire gaussien de moyenne nulle, dont l'écart-type correspond à l'erreur de mesure typique du réseau d'observation considéré. Ces **pseudo-observations** sont ensuite assimilées dans une simulation dite *libre* (correspondant à un autre membre de l'ensemble). La manière dont la solution *assimilée* se rapproche alors de la simulation de *contrôle* renseigne sur la qualité du système d'assimilation implémenté et sur la performance de réduction d'erreur du réseau d'observation étudié. Cette méthode rend donc possible l'inter-comparaison de différents scénarios d'observations, en se basant sur de multiples critères physiques et statistiques. Elle permet en outre d'étudier aisément l'influence des paramètres caractéristiques du réseau, tels que l'erreur d'observation, l'échantillonnage spatio-temporel ou le type d'observations, puisque ces derniers sont simulés donc facilement modifiables.

4.4.2 Diagnostics de performance

Les performances en correction d'un réseau d'observation, ou plus globalement d'un schéma d'assimilation de données, peuvent être analysées selon différents critères qui dépendent des paramètres d'intérêt considérés. Il n'existe donc pas de critère absolu pour mesurer la qualité du système étudié. Il convient donc de se doter d'un panel de diagnostics qui, confrontés les uns aux autres, fourniront une vision globale et précise des performances du système considéré et de la qualité des résultats. La plupart des diagnostics qui sont utilisés dans cette étude est de nature statistique : il est en effet naturel de considérer ce type de diagnostic pour qualifier un système d'assimilation de données qui par essence, tend à minimiser d'un point de vue statistique la distance entre la trajectoire d'un modèle et les observations. Cinq diagnostics ont été ainsi fixés et sont présentés dans les paragraphes suivants.

4.4.2.1 Cohérence interne : minimum de la fonction coût

Le premier critère permet de qualifier la cohérence du schéma d'assimilation considéré et la qualité des erreurs statistiques (de prévision et d'observation) décrites dans le système. Il est une mesure du minimum de la fonction coût considérée dans le schéma BLUE : cet état optimal x^a peut être obtenu formellement par minimisation d'une fonction coût J mesurant les écarts entre les états du modèle et les observations :

$$J(\mathbf{x}) = \frac{1}{2}\left[(\mathbf{x}-\mathbf{x}^b)^T(\mathbf{P}^b)^{-1}(\mathbf{x}-\mathbf{x}^b) + (\mathbf{H}\mathbf{x}-\mathbf{y}^0)^T\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H}\mathbf{x}-\mathbf{y}^0)\right] \tag{4.43}$$

on a donc :

$$\frac{\delta J}{\delta \mathbf{x}} = 0 \quad \text{pour} \quad \mathbf{x} = \mathbf{x}^a \tag{4.44}$$

avec $\mathbf{x}^a$, l'état analysé (optimal).

Pour cet état, la fonction coût s'exprime comme la somme de deux termes mesurant respectivement la distance entre l'état analysé et l'ébauche (qui dans notre cas est similaire à l'état prévu) et la distance entre l'état analysé et les observations :

$$J(\mathbf{x}^a) = \frac{1}{2}\left[(\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^b)^T(\mathbf{P}^b)^{-1}(\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^b) + (\mathbf{H}\mathbf{x}^a - \mathbf{y}^0)^T\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H}\mathbf{x}^a - \mathbf{y}^0)\right] = J_b(\mathbf{x}^a) + J_o(\mathbf{x}^a) \tag{4.45}$$

D'après Talagrand (1998) et Sadiki (2005), une expression de l'espérance mathématique de la fonction coût peut être déduite de l'expression précédente : Talagrand a montré que l'espérance mathématique du terme $J_o(\mathbf{x}^a)$ s'exprimait par :

$$E\left[J_o(\mathbf{x}^a)\right] = \frac{1}{2}trace\left(\mathbf{I}_{p\times p} - \mathbf{HK}\right) \tag{4.46}$$

où $\mathbf{K}$ est la matrice de gain, et $\mathbf{I}_{p\times p}$ est la matrice identité de dimension p (le nombre d'observations).

D'autre part, l'espérance mathématique du terme $J_b(\mathbf{x}^a)$ s'écrit :

$$E\left[J_b(\mathbf{x}^a)\right] = \frac{1}{2}trace\left(\mathbf{KH}\right) \tag{4.47}$$

En combinant les expressions (4.46) et (4.47), il vient :

$$E\left[J(\mathbf{x}^a)\right] = E\left[J_o(\mathbf{x}^a)\right] + E\left[J_b(\mathbf{x}^a)\right] = \frac{1}{2}trace\left(\mathbf{I}_{p\times p}\right) = \frac{p}{2} \tag{4.48}$$

Ce résultat indique que, dans la mesure où les statistiques d'erreur (de prévision et d'observation) sont correctement décrites, le minimum de la fonction coût (d'un point de vue statistique) devrait être proportionnel au nombre d'observations assimilées. A l'inverse, de trop grands écarts entre ce BLUE et ce nombre d'observations seraient le signe d'une mauvaise définition des matrices de covariances d'erreurs.

Le **premier diagnostic** compare donc le ratio de la valeur de la fonction coût après analyse sur le nombre d'observations utilisées lors de l'analyse, à la valeur $\frac{1}{2}$. Cette condition n'est cependant ni nécessaire, ni suffisante, mais elle donne une estimation de l'optimalité de notre système et/ou réseau considéré.

4.4.2.2 *rms* et corrélation

Le deuxième type de diagnostic fait intervenir la distance *rms* (*root mean square*) entre les champs modèle corrigés et la réalité, représentés respectivement dans notre cas par la simulation

assimilée et celle de *contrôle* ; cette distance est donc une mesure de l'erreur résiduelle du modèle corrigé. cette *rms* s'écrit donc :

$$rms\left(\boldsymbol{x}^{assim} - \boldsymbol{x}^{ctrl}\right) = \frac{1}{n}\sqrt{\sum_{i=1}^{n}\left(\boldsymbol{x}_i^{assim} - \boldsymbol{x}_i^{ctrl}\right)^2} \tag{4.49}$$

où $\boldsymbol{x}$ est le champ considéré, n la dimension du champ (soit le nombre de points de grille) et i le point de grille où la comparaison est effectuée. Cette *rms* est calculée pour chacune des variables $\boldsymbol{x}$ du vecteur d'état qui sont corrigées, et pour tous les instants de la simulation.
Afin d'estimer la performance du système, cette *rms* est comparée à celle du champ $\boldsymbol{x}^{libre} - \boldsymbol{x}^{ctrl}$ (erreur du modèle que l'on cherche à corriger) : le **second diagnostic** mesure le ratio de la distance *rms* entre les champs *assimilé* et *contrôle*, et de celle entre les champs *libre* (non corrigé) et *contrôle*, de telle sorte qu'un ratio inférieur (*resp.* supérieur) à 1 correspond à une amélioration (*resp.* dégradation) de la solution du modèle.

Le **troisième diagnostic** est une mesure du pourcentage de réduction de la distance *rms* entre les champs *assimilé* et *contrôle* (représenté par l'aire entre les deux courbes de *rms*) ; il donne une information synthétique sur le potentiel de correction du réseau d'observation considéré, au sens de la distance *rms* et pour le schéma d'assimilation étudié. Il est associé à une comparaison des deux courbes temporelles des *rms*, permettant de caractériser l'évolution relative de chacune de ces grandeurs.

Un autre paramètre utilisé pour caractériser la qualité de l'analyse, est la mesure de la corrélation spatiale entre les deux champs *assimilé* et *contrôle*, qui s'exprime par :

$$correl\left(\boldsymbol{x}^{assim}; \boldsymbol{x}^{ctrl}\right) = \frac{1}{n}\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(\boldsymbol{x}_i^{assim} - \overline{\boldsymbol{x}^{assim}}\right)\left(\boldsymbol{x}_i^{ctrl} - \overline{\boldsymbol{x}^{ctrl}}\right)}{\sigma_{assim}\sigma_{ctrl}} \tag{4.50}$$

où σ et $\overline{\boldsymbol{x}}$ représentent respectivement l'écart-type et la moyenne spatiale du champs considéré. Cette grandeur mesure la concordance des structures spatiales entre les champs *assimilé* et *contrôle*, une corrélation de 1 indiquant un parfait accord sur ces structures.
On définit alors, sur le modèle des critères 2 et 3, les **diagnostics 4 et 5** respectivement comme le ratio de la corrélation entre les champs *assimilé* et *contrôle* sur la corrélation entre les champs *libre* et *contrôle* (un ratio supérieur (*resp.* inférieur) à 1 correspond à une amélioration (*resp.* dégradation) de la solution du modèle), et le pourcentage du gain de corrélation obtenu par correction du modèle.

Il est intéressant de noter ici qu'une excellente corrélation ($correl \sim 1$) entre les deux champs considérés n'implique pas que ces deux champs sont strictement égaux, mais plutôt que les structures spatiales sont très similaires, les amplitudes pouvant être différentes. A l'inverse, une faible distance *rms* entre deux champs ne signifie pas que ces deux champs ont les mêmes structures spatiales. Par conséquent, si chacun de ces diagnostics apporte une information objective, il est cependant nécessaire de les confronter les uns aux autres pour obtenir un score de performance synthétique du réseau d'observation étudié.

4.4.2.3 Récapitulatif

L'ensemble des diagnostics définis pour l'étude est rappellé dans le tableau 4.1

Diagnostic 1	$\frac{J(\mathbf{x}^a)}{p} \sim \frac{1}{2}$
Diagnostic 2	$\frac{rms\left(\boldsymbol{x}^{assim}-\boldsymbol{x}^{ctrl}\right)}{rms\left(\boldsymbol{x}^{libre}-\boldsymbol{x}^{ctrl}\right)} \leq ?\ 1$
Diagnostic 3	Comparaison de l'évolution temporelle de $rms\left(\boldsymbol{x}^{assim}-\boldsymbol{x}^{ctrl}\right)$ et $rms\left(\boldsymbol{x}^{libre}-\boldsymbol{x}^{ctrl}\right)$; Pourcentage de réduction de *rms*.
Diagnostic 4	$\frac{correl\left(\boldsymbol{x}^{assim};\boldsymbol{x}^{ctrl}\right)}{correl\left(\boldsymbol{x}^{libre};\boldsymbol{x}^{ctrl}\right)} \geq ?\ 1$
Diagnostic 5	Comparaison de l'évolution temporelle de $correl\left(\boldsymbol{x}^{assim};\boldsymbol{x}^{ctrl}\right)$ et $correl\left(\boldsymbol{x}^{libre};\boldsymbol{x}^{ctrl}\right)$ Pourcentage de gain de corrélation.

TAB. 4.1 – *Rappel des diagnostics fixés pour l'étude de la performance en correction des réseaux d'observation.*

4.5 Description des différents réseaux d'observation

Quatre types de réseaux d'observation réalistes ont été testés dans le cadre de notre étude ; le premier type de réseaux est uniquement composé de marégraphes côtiers, le second combine les satellites altimétriques *Jason, Topex-Poseïdon, GFO et Envisat*, ces deux réseaux ne fournissant que des données d'élévation de surface. Le troisième comprend des radars HF (4 sites au total) et deux bouées eulériennes fournissant des mesures de vitesses. Enfin, une combinaison de ces trois réseaux a ausi été testée. Les sections suivantes décrivent plus en détails ces différents réseaux d'observation.

4.5.1 Réseaux de marégraphes

Trois réseaux de marégraphes de plus en plus denses, présentés sur la *figure 4.2*, ont été construits à partir de stations espagnoles, françaises et britanniques. Le premier réseau com-

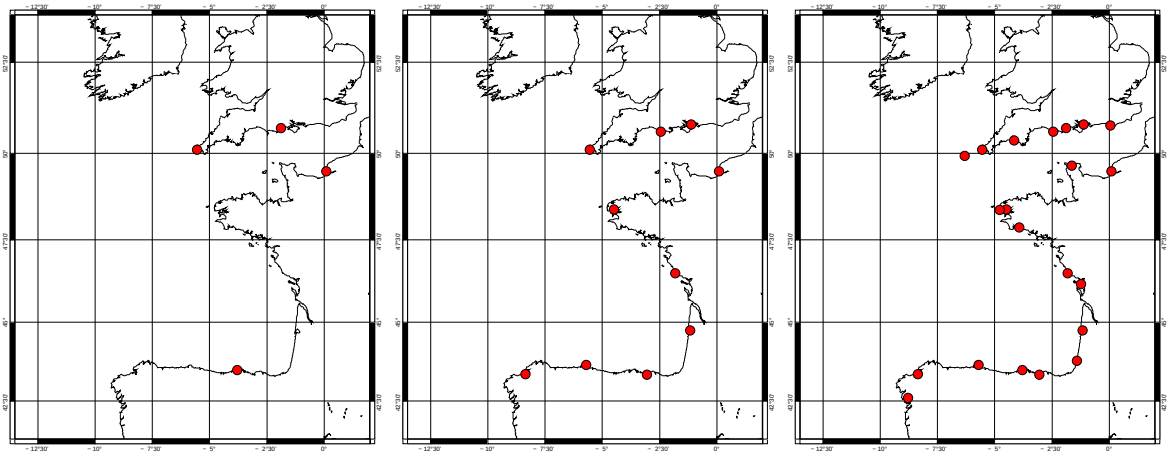


Fig. *4.2 – Réseaux de marégraphes considérés. De droite à gauche : 4, 10 et 21 stations*

prend les 4 stations de Newlyn, Bournemouth, Le Havre et Santander ; le second regroupe les 10 marégraphes de Newlyn, Weymouth, Portsmouth, Le Havre, Brest, Les Sables d'Olonnes, Arcachon, Bilbao, Gijon et La Corogne. Le dernier réseau contient 21 stations, les 10 stations précédentes auxquelles sont rajoutés les marégraphes de St Mary (Ile de Scilly), Devonport, Bournemouth, Newhaven, Cherbourg, Le Conquet, Concarneau, La Pallice, Vieux Boucau, Santander, Villagarcia. Pour ce dernier réseau, les marégraphes sont en moyenne séparés d'environ 150 km. Tous ces marégraphes sont réels et en activité, et nous considérons que les données de niveau de la mer sont disponibles toutes les heures

L'erreur d'observation associée à ces trois réseaux est fixée à 15 mm *rms*. Cette valeur semble être considérée comme maximale pour les marégraphes côtiers considérés, mais elle devrait assurer dans un premier temps des corrections "raisonnables", ceci afin de ne pas trop choquer le modèle. Les résultats sont présentés dans la *section 6.2*

4.5.2 Réseaux de satellites

Afin d'estimer l'apport de données altimétriques dans notre étude, des réseaux de satellites altimétriques ont été construits ; quatre types de configurations orbitales ont ainsi été considérées : la première correspond à l'orbite à 10 jours (66° d'inclinaison et 1336 km d'altitude) ; deux satellites évoluent sur cette orbite, *Jason* et *Topex*, équipés d'un altimètre nadir traditionnel, caractérisé par une erreur d'observation que nous avons fixée à 50 mm *rms*. Cette erreur est en réalité plus faible, de l'ordre de 39 mm *rms* (Mourre, 2004), mais dans un souci d'harmo-

nisation, nous avons attribué cette erreur à tous les satellites étudiés, afin de nous concentrer d'avantage sur l'echantillonnage spatio-temporel des satellites. Ces deux satellites ont une intertrace d'environ 180 km sur le Golfe de Gascogne, un sous-cycle (délai séparant le passage de deux traces voisines) de 3 jours et sont décalés d'une demi-intertrace l'un par rapport à l'autre. Les traces et temps de passage de la configuration *Jason* sont résumés sur la *figure 4.3*.
L'orbite à 17 jours (108° d'inclinaison et 880 km d'altitude) a été testée via le satellite *GFO* (*Geosat Follow-On*) : dans ce cas, l'intertrace est d'environ 100 km sur la zone d'étude, et le sous-cycle de 3 jours. Les traces et temps de passage du satellite GFO sont illustrés sur la *figure 4.4*.
Enfin, une configuration d'orbite à 35 jours est examinée : le satellite *Envisat* évoluant sur cette orbite (98° d'inclinaison et 800 km d'altitude) a une intertrace de l'ordre de 110 km sur le domaine et un sous-cycle de 3 jours. La *figure 4.5* regroupe les traces et temps de passage de ce satellite.
Dans un premier temps, chacune de ces configurations a été testée, afin d'estimer le potentiel de correction des 3 satellites considérés dans le cadre de notre étude. Puis, les performances de constellations de satellites ont été envisagées, afin de mesurer l'impact d'un raffinement de l'échantillonnage spatio-temporel de notre domaine ; trois configurations combinées ont été ainsi examinées : *Jason+Topex* (dont les traces et temps de passage sont illustrés sur la *figure 4.6*), *Jason+Topex+GFO* et *Jason+Topex+GFO+Envisat*.

Les configurations satellitales sont résumées dans le *tableau 4.2* et les résultats concernant le potentiel de correction de ces configurations altimétriques sont présentés dans la *section 6.3*.

Configuration	**Orbite**	**Erreur d'observation**	**Remarques**
Jason	10 j	5 cm *rms*	
GFO	17 j	5 cm *rms*	
Envisat	35 j	5 cm *rms*	
Jason+T/P	10 j	5 cm *rms*	Décalage spatial des satellites
Jason+T/P+GFO	10 et 17 j	5 cm *rms*	Décalage spatial des satellites Jason et T/P
Jason+T/P+GFO+Envisat	10, 17 et 35 j	5 cm *rms*	Décalage spatial des satellites Jason et T/P

TAB. 4.2 – *Configurations satellitales considérées dans l'étude.*

4.5 Description des différents réseaux d'observation

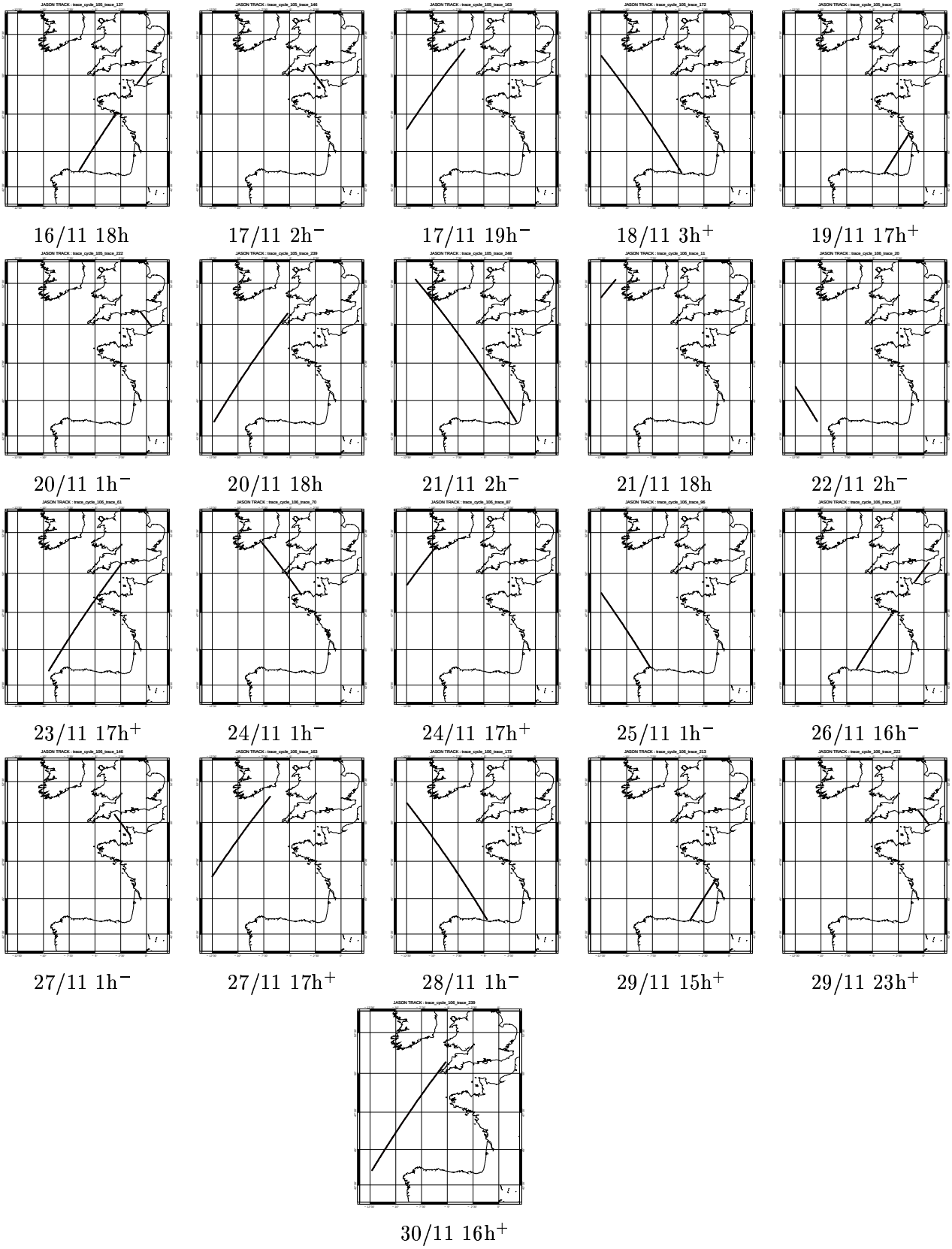


Fig. *4.3 – Traces et temps de passage de la configuration Jason (pour une simulation du 16 novembre au 1er décembre 1999).*



Fig. *4.4* – *Idem pour la configuration GFO.*

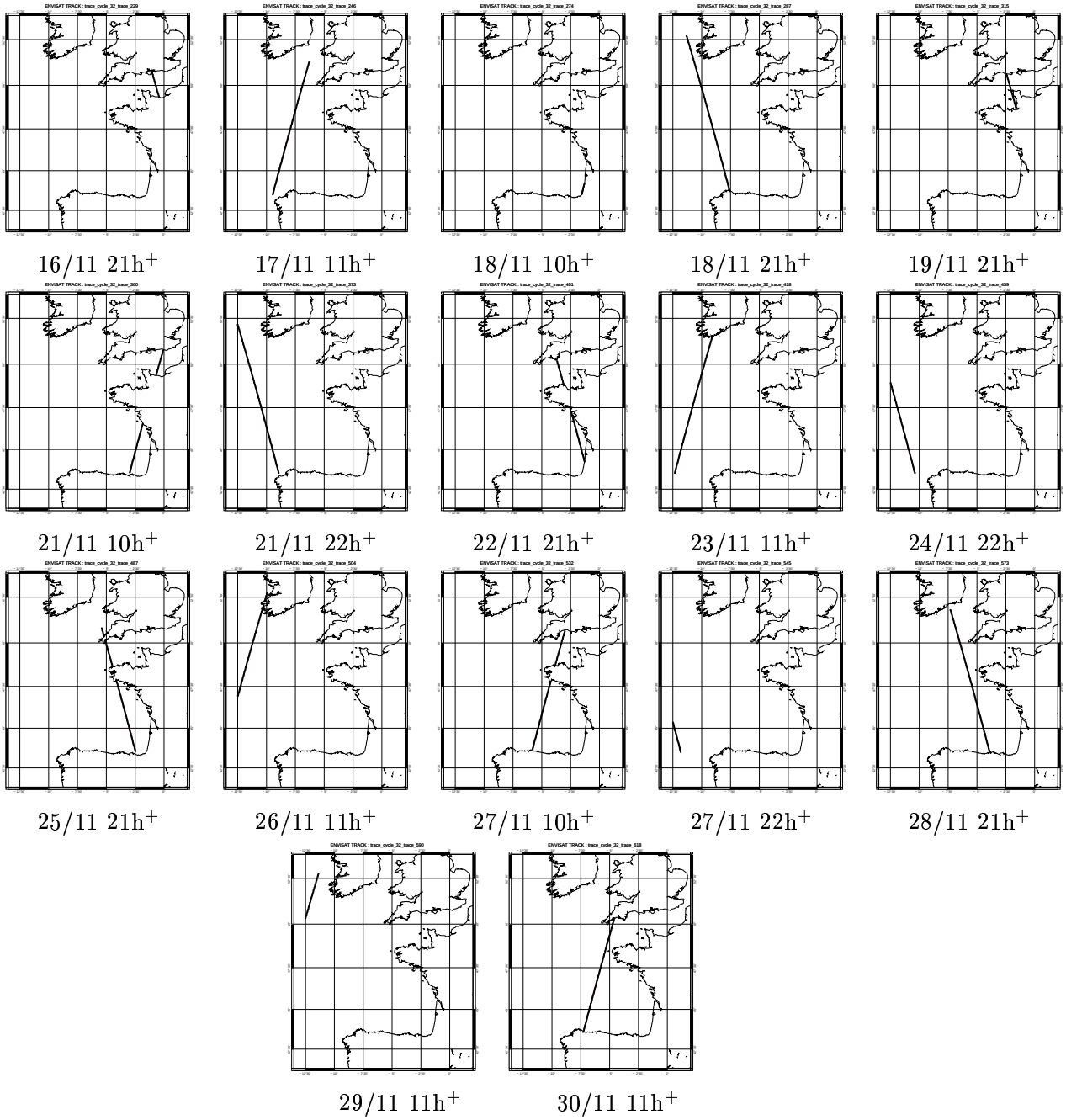


Fig. *4.5* – *Idem pour la configuration Envisat.*

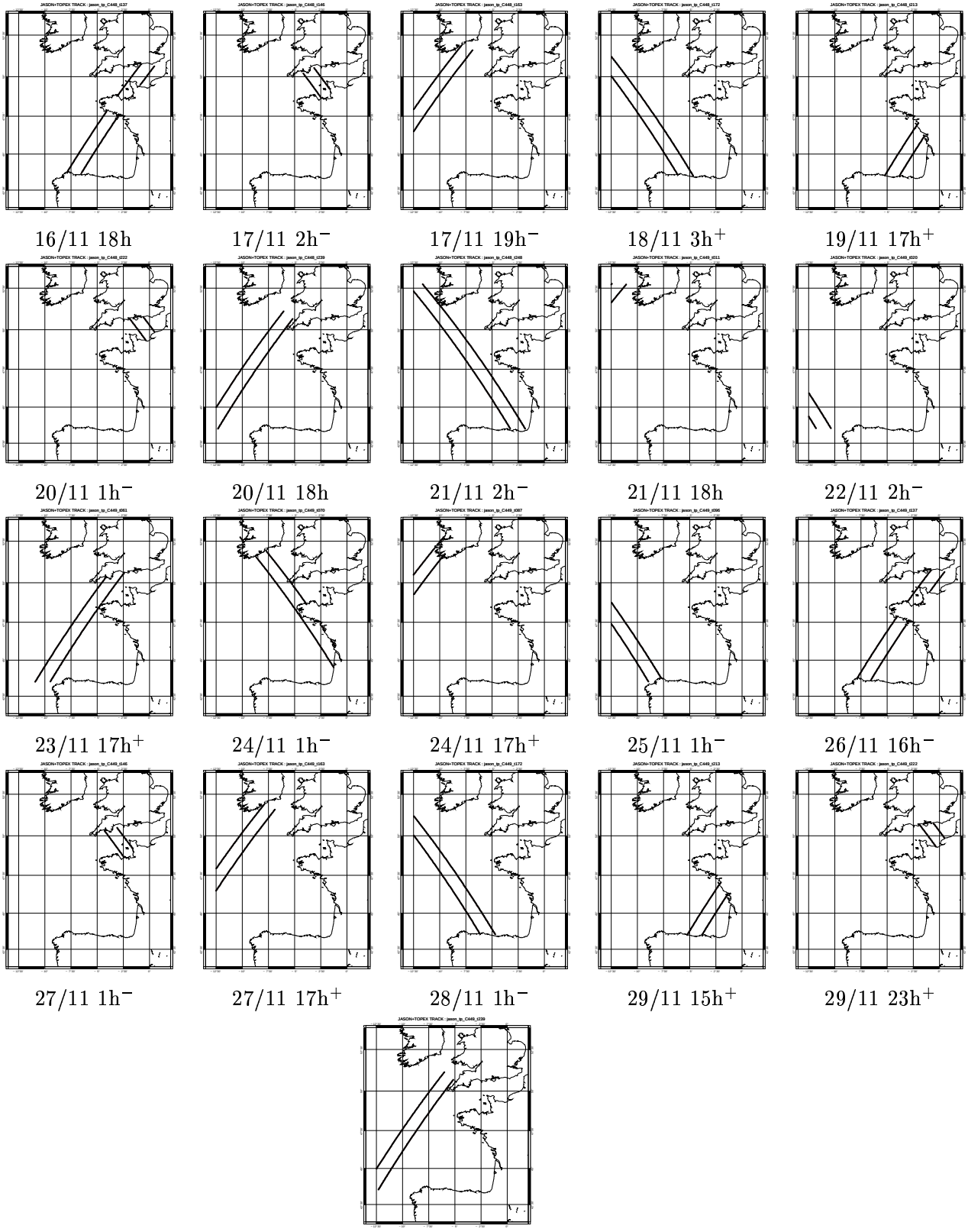


Fig. *4.6* – *Idem pour la configuration Jason+T/P.*

4.5.3 Réseaux de radars HF et bouées eulériennes

Les deux précédents types de réseaux (marégraphiques et altimétriques) ont été construits afin de fournir une couverture spatio-temporelle de la zone en observations du niveau de la mer. Il nous est apparu intéressant de tester aussi l'impact d'une assimilation de données de vitesses océaniques sur la correction de l'état modélisé. Nous avons ainsi construit un réseau d'observation de vitesses de courant, combinant quatre sites de radars HF (inspirés de ceux qui existent actuellement ou pourraient exister dans le futur) et deux bouées eulériennes, illustré sur la *figure 4.7*.

Un site de radars réel tel que ceux mis en place dans l'expérience ERMANO (dirigée par Alexeï Sentchev, de l'Université du Littoral à Wimereux) fournit des mesures sur une grille de résolution de l'ordre du km, avec une erreur de mesure comprise entre entre 4 et 8 $cm.s^{-1}$ *rms* (Alexeï Sentchev, comm. pers. ; Essen *et al.*, 2000). La portée d'un tel radar varie entre 25 et 100 km, la précision de mesure diminuant avec la distance à la côte. Dans notre étude, les quatres sites radars, implantés au Cap Lizard, sur la pointe du Cotentin, sur la point de Raz et face au Cap Ferret, fournissent des données de vitesses enregistrées sur une grille de mesure composée de 50 à 200 points d'enregistrement espacés de 5 km environ. Les dimensions des grilles sont comprises entre 60×30 km (Cap lizard) et 100×70 km (Cap Ferret). la portée des mesures est comprise entre 60 et 90 km, et l'erreur de mesure appliquée a été fixée à 1 $cm.s^{-1}$ *rms*. Cette valeur plus faible que les erreurs réelles de mesure fait l'objet d'une discussion dans la *section 6.4*.

Des pseudo-observations de vitesses ont été aussi obtenues à partir de deux bouées eulériennes, ancrées au large des côtes nord espagnoles par (7.62W, 44.06N) et (6.17W, 43.73N) ; ces bouées font partie du réseau de mesure de l'institut Puertos del Estado (http ://www.puertos.es/).

Pour ce type de réseau, qui en réalité fournit des données de vitesses de surface ou à une profondeur établie, nous avons supposé qu'un pré-traitement des données avait été réalisé afin de travailler avec des mesures de vitesses moyennées sur la verticale. D'autre part, l'échantillonnage temporelle de mesure a été fixé à 2 h.

Les corrections apportées par ce réseau sont présentées et discutées dans la *section 6.4*.

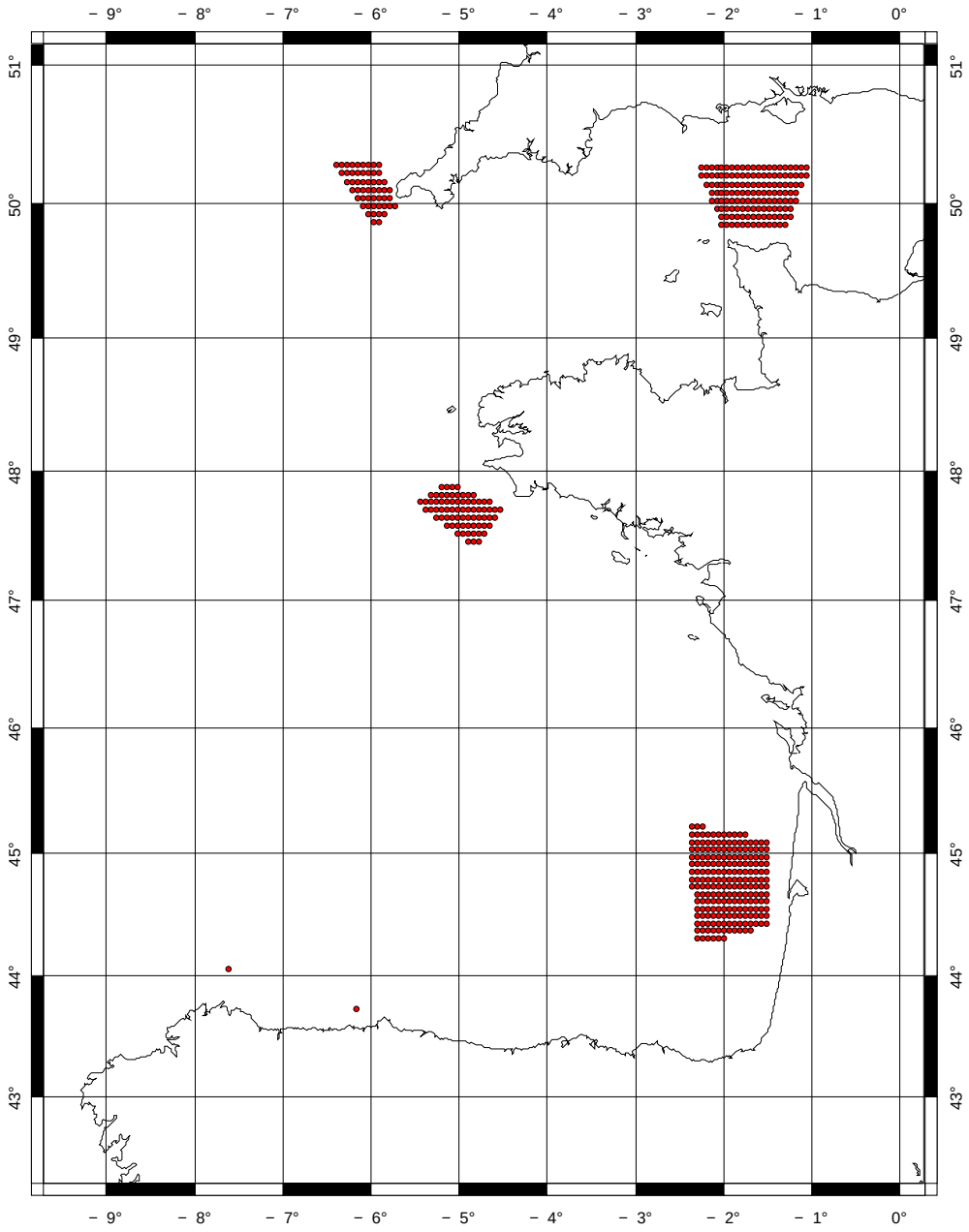


Fig. 4.7 – *Réseau de 4 sites radars HF et 2 bouées eulériennes.*

Chapitre 5

Contrôle de l'erreur du modèle en présence d'erreurs dans les forçages atmosphériques

Sommaire

5.1 Objectifs 120
5.2 Simulations *libre* et *contrôle* 120
5.3 Simulation assimilée de référence 127
5.3.1 Paramètres de la configuration de la simulation assimilée de référence 127
5.3.2 Analyse de la simulation assimilée de référence 128
5.4 Sensibilité aux paramètres de la configuration 143
5.4.1 Sensibilité de la solution de référence au pas de temps d'analyse . . . 143
5.4.2 Impact de la modélisation des statistiques d'erreurs de prévision . . . 149
5.4.3 Sensibilité à la variance d'erreur de prévision 153
5.4.4 Corrections atmosphériques 157

5.1 Objectifs

Nous abordons maintenant le problème du contrôle de l'erreur du modèle en réponse aux incertitudes sur les forçages météorologiques. Pour ce faire, nous nous plaçons dans un cadre d'expérience jumelle, dont le principe et les diagnostics d'analyse ont été présentés dans le chapitre précédent. L'objectif de la section suivante est d'illustrer le contrôle de l'erreur du modèle dans une expérience jumelle de référence, et de montrer la sensibilité de ses performances à certains paramètres importants, tels que la fréquence d'assimilation et la modélisation des covariances d'erreur.
Les deux simulations *libre* et *contrôle* considérées dans cette expérience jumelle sont extraites de l'ensemble d'étude décrit au *chapitre 3*, et sont présentées dans une première partie. L'expérience d'assimilation de référence est ensuite analysée, et différents tests de sensibilité lui sont consacrés pour finir.

5.2 Simulations *libre* et *contrôle*

Comme mentionné ci-dessus, les deux simulations que nous utilisons dans l'expérience jumelle de référence (et plus globalement dans toutes les expériences d'assimilation du *chapitre 6*) sont extraites de l'ensemble de simulations du modèle. Elles diffèrent donc par les forçages atmosphériques, et donc dans la réponse océanique à ces derniers. Les différences dans les structures océaniques que nous cherchons à corriger sont donc générées par les différences entre les forçages atmosphériques des simulations *libre* et *contrôle*. Nous avons choisi le couple composé des simulations n°9 et 12 de l'ensemble.

La *figure 5.1* illustre le champ de pression et vent de référence et les perturbations atmosphériques des simulations *libre* et *contrôle*, le 26 novembre à 00h. En cet instant - mais aussi globalement sur la période - les perturbations atmosphériques de la simulation *libre* sont plutôt opposées à celles de la simulation de *contrôle* : la perturbation de pression *libre* vaut +4 hPa dans le Golfe, associée à des perturbations de vent orientées au Nord-Est, tandis que la perturbation de pression de *contrôle* est négative dans le fond du Golfe et la perturbation de vent orientée au Sud-Ouest. Par ailleurs, on constate que les perturbations atmosphériques de la simulation *libre* ont tendance à renforcer les structures atmosphériques de référence, alors que celles de la simulation de *contrôle* les atténuent. Par conséquent, les conditions de forçage atmosphérique de la simulation *libre* sont plus énergétiques que celles de la simulation de *contrôle* ; ceci est visible sur les *figures 5.2* et *5.3*, illustrant l'évolution temporelle des variables atmosphériques en deux points du domaine pour les simulations *libre*, *contrôle* et de référence. On constate notamment que la première chute de pression est renforcée dans la simulation *libre*, mais que pour les deux creux dépressionnaires de fin novembre, les pressions sont assez similaires. Plus généralement, il apparaît donc ici que les plus fortes différences de pression entre les simula-

tions *libre* et *contrôle* n'apparaissent pas systématiquement durant les creux dépressionnaires. En revanche, les principales différences dans les tensions de vent sont associées aux épisodes de vent les plus intenses.

Ces différences se répercutent sur la réponse océanique du modèle : l'évolution temporelle des variables océaniques est globalement plus marquée dans la simulation *libre* que dans celle de *contrôle*, comme le montrent les *figures 5.4* et *5.5*, représentant l'évolution temporelle des variables océaniques dans les simulations *libre* et *contrôle* (corrigées de la solution de référence pour faciliter la visualisation). Celles-ci montrent que la simulation *libre* oscille plus fortement que celle de *contrôle* autour de la simulation de référence. Il est important de noter ici que les simulations choisies ne présentent pas de fortes erreurs en Manche, en comparaison à la *figure 3.10*.

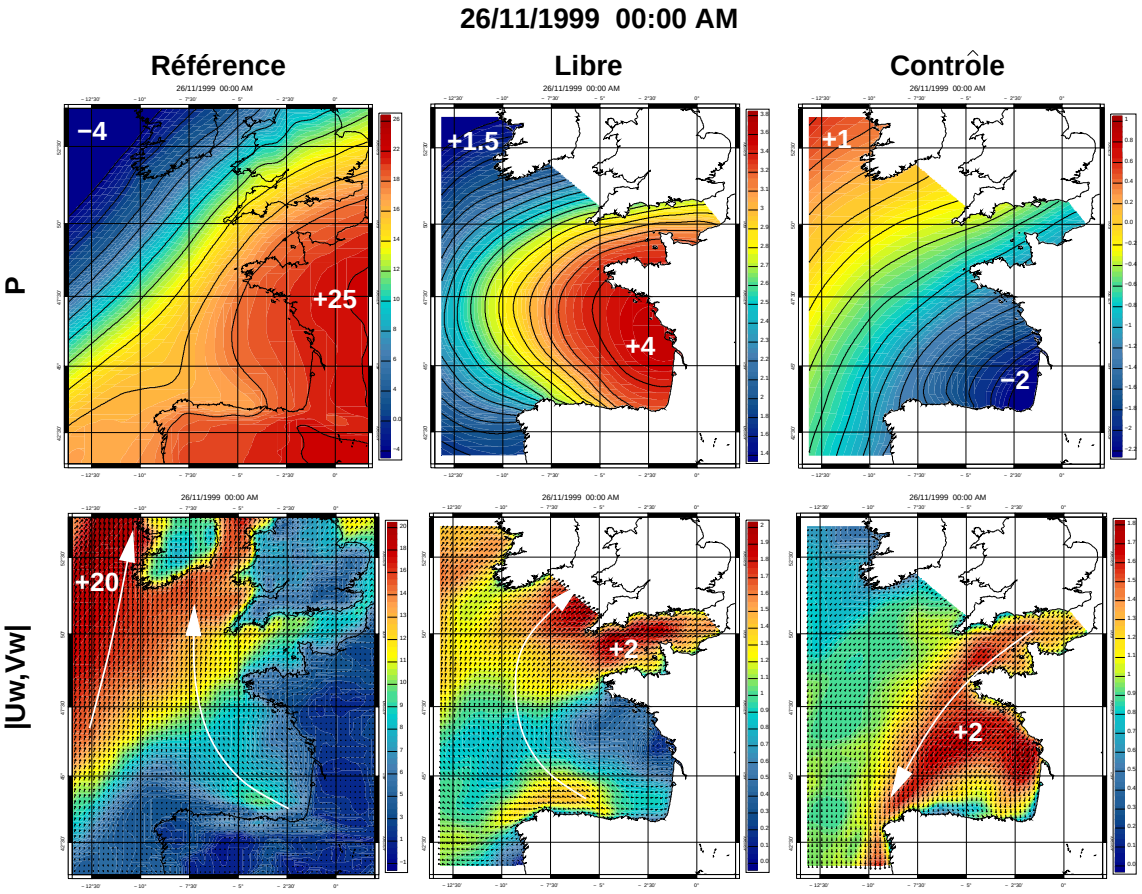


Fig. *5.1* – *Champs de référence et perturbations atmosphériques des simulations libre et contrôle en pression atmosphérique et vent, le 26 novembre à 00h.*

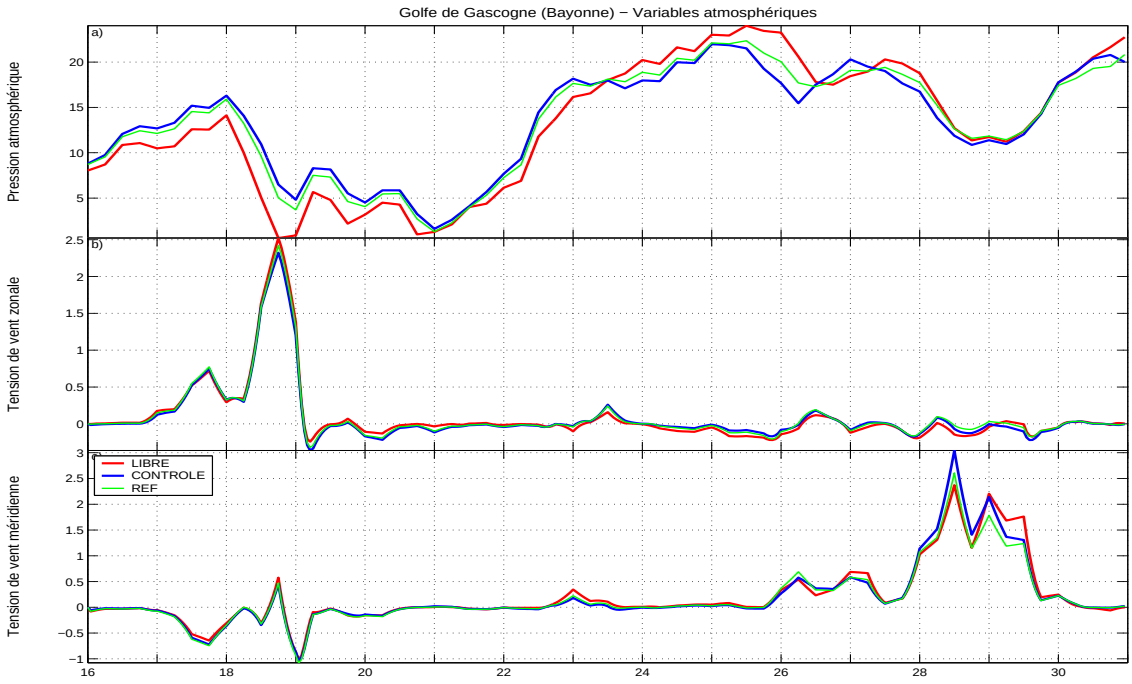


Fig. 5.2 – *Evolution temporelle des variables atmosphériques (de haut en bas : pression atmosphérique et composantes de la tension de vent) pour les simulations libre (rouge), contrôle (bleu) et de référence (vert) en un point côtier proche de Bayonne*

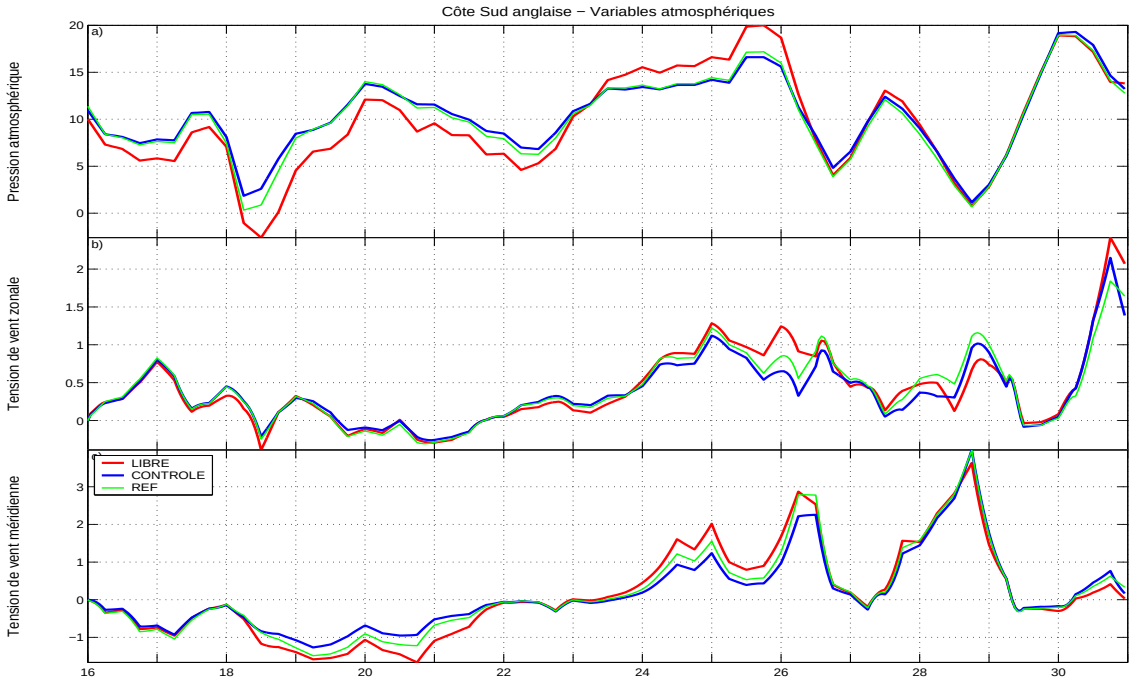


Fig. 5.3 – *Idem pour un point de la côte anglaise en Manche*

5.2 Simulations *libre* et *contrôle*

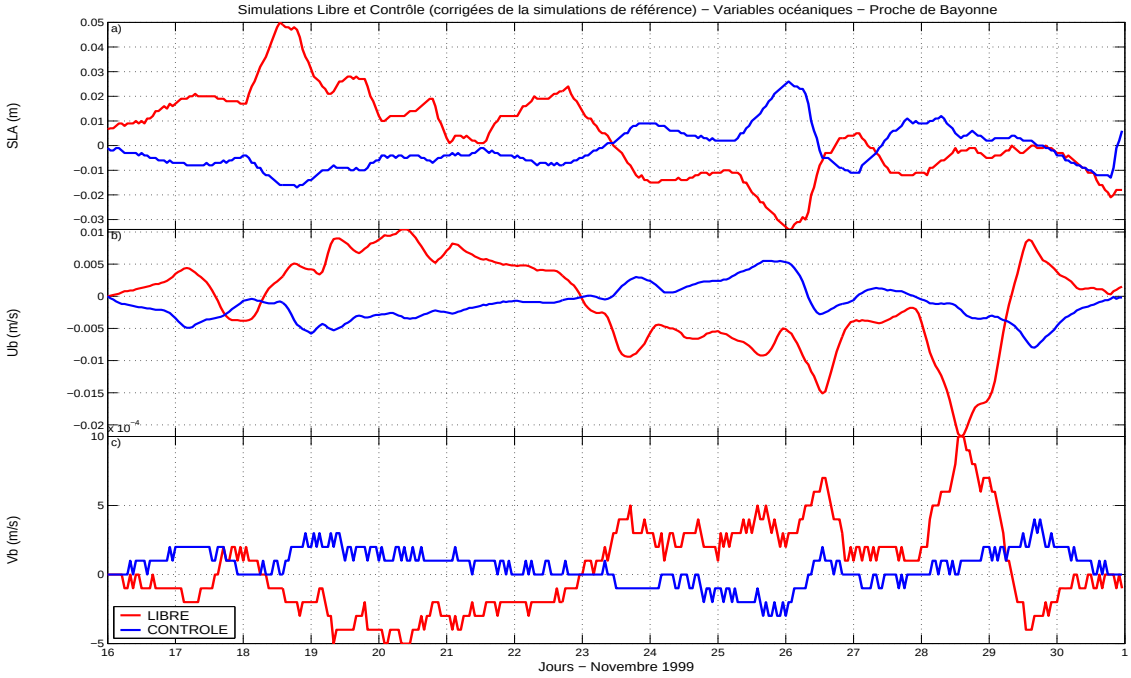


Fig. *5.4* – *Evolution temporelle des variables océaniques (de haut en bas : niveau de la mer, et vitesses barotropes) pour les simulations libre (rouge) et contrôle (bleu) corrigées de la simulation de référence en un point côtier proche de Bayonne*

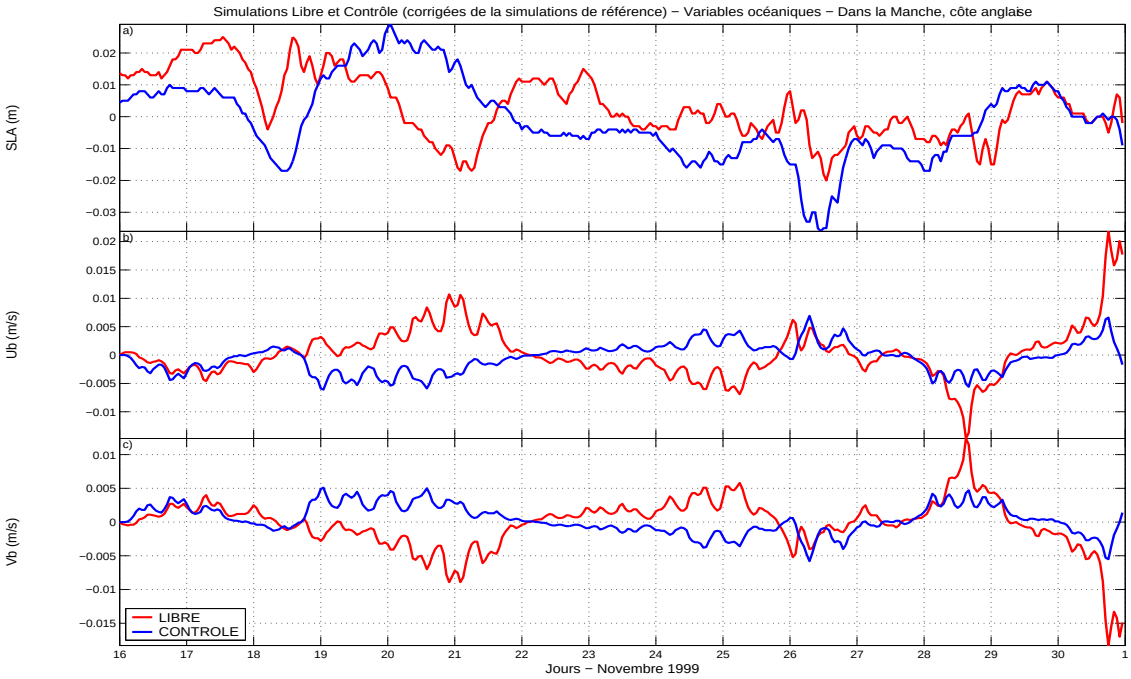
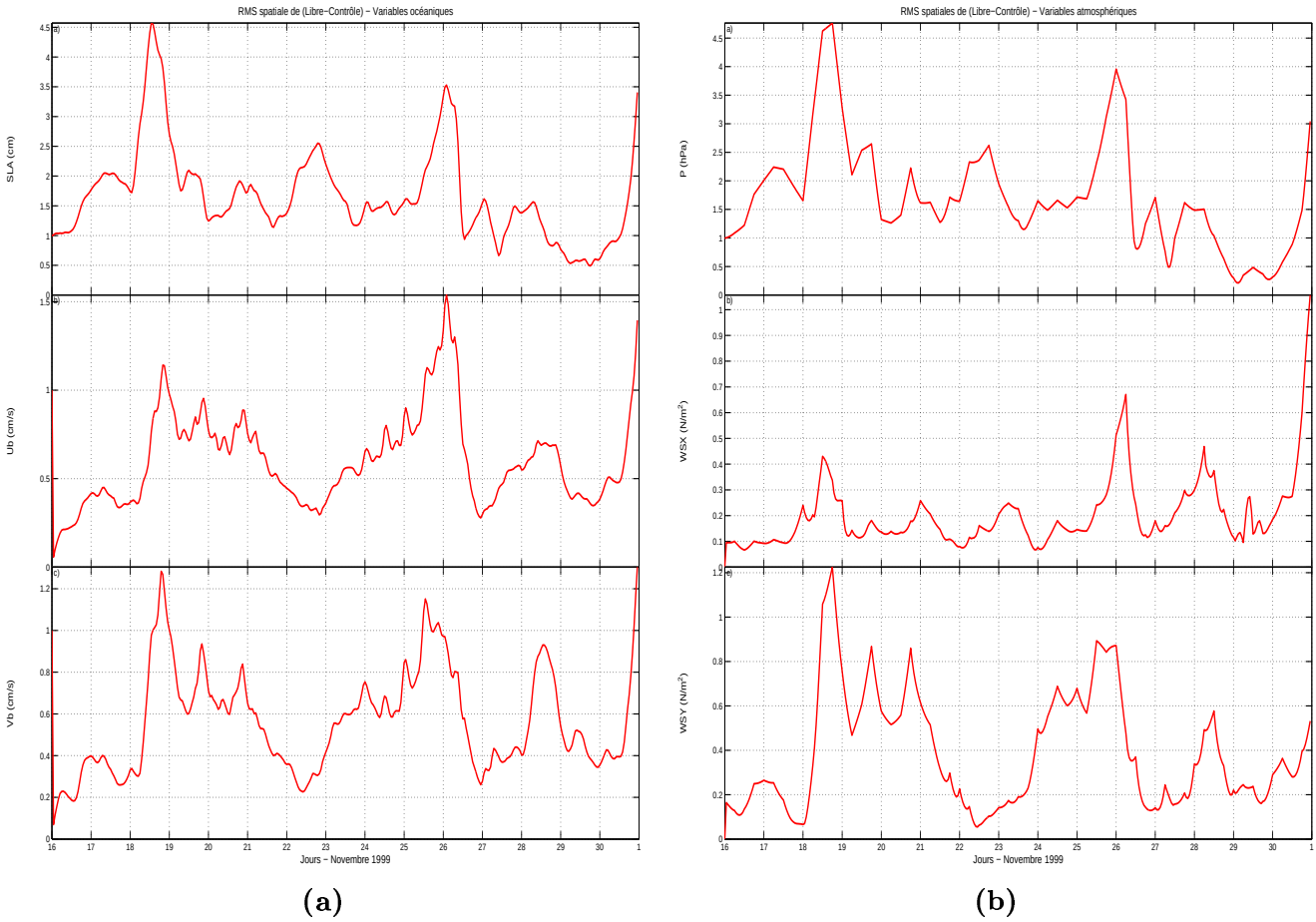


Fig. *5.5* – *Idem pour un point de la côte anglaise en Manche*

Les erreurs que nous cherchons à corriger, en termes de structures océaniques et atmosphériques, peuvent être représentées synthétiquement par la *rms* spatiale des différences *libre* − *contrôle*, qui donne une mesure de l'amplitude des différences entre les structures des deux simulations. Les résultats sont présentés sur la *figure 5.6*.
Il apparaît très clairement que les différences *rms* entre les structures océaniques sont pilotées par les différences dans les forçages atmosphériques des simulations *libre* et *contrôle* ; ceci est donc en accord avec les résultats de la *section 3.4.3*, obtenus à partir de l'ensemble de trajectoires du modèle. Comme on l'a vu précédemment, les plus fortes erreurs dans les forçages atmosphériques ne correspondent pas forcément aux épisodes dépressionnaires (c'est surtout le cas pour la pression) ; par conséquent, il en est de même pour les erreurs *rms* océaniques.



(a) **(b)**

Fig. *5.6* – *Evolution temporelle de la rms de (libre-contrôle) pour* ***(a)*** *les variables océaniques et* ***(b)*** *les variables atmosphériques*

Ces résultats statistiques montrent qu'à l'échelle du domaine, l'erreur *rms libre* − *contrôle* sur le niveau de la mer est principalement pilotée par les différences de pression atmosphérique. Quand est-il alors à une échelle plus locale ? la *figure 5.7* rassemble l'évolution temporelle des

différences d'élévation de surface, de pression atmosphérique, d'élévation de Baromètre Inverse, et de tensions de vent zonale et méridienne, en différents points côtiers et hauturiers dans le Golfe de Gascogne, en Manche et au Sud de l'Irlande (pour ces tracés, les échelles ont été adaptées afin de représenter les différents signaux ; elles sont précisées dans la légende de la *figure 5.7*). Dans le Golfe de Gascogne, où le vent reste assez faible et la dynamique océanique est très proche de la réponse isostatique à la pression (*Cf. chapitres 2* et *3*, ainsi que Mourre *et al.*, 2004), l'erreur d'élévation de surface, quasiment égale à celle sur l'élévation de Baromètre Inverse, est donc entièrement pilotée par les erreurs de pression, aussi bien au large (*5.7-a*) qu'à la côte (*5.7-b*). Dans le Sud de l'Irlande, les vents sont plus forts : au large (*5.7-d*), l'erreur de SLA reste pilotée par l'erreur de pression, tandis qu'à la côte (*5.7-c*), elle semble aussi contrôlée par les erreurs sur les tensions de vent (surtout méridienne). C'est encore plus significatif en Manche où les erreurs de tensions de vent viennent fortement moduler le contrôle de l'erreur d'élévation de surface par les erreurs de pression. On perçoit donc ici l'impact majeur du vent sur l'élévation de surface en zone côtière, et le bénéfice que devrait apporter la correction de la tension de vent sur le contrôle de l'élévation de surface. Ces résultats confirment ceux du *chapitre 3*, et les complètent, notamment en précisant l'impact des erreurs de vent dans la zone côtière du nord du domaine.

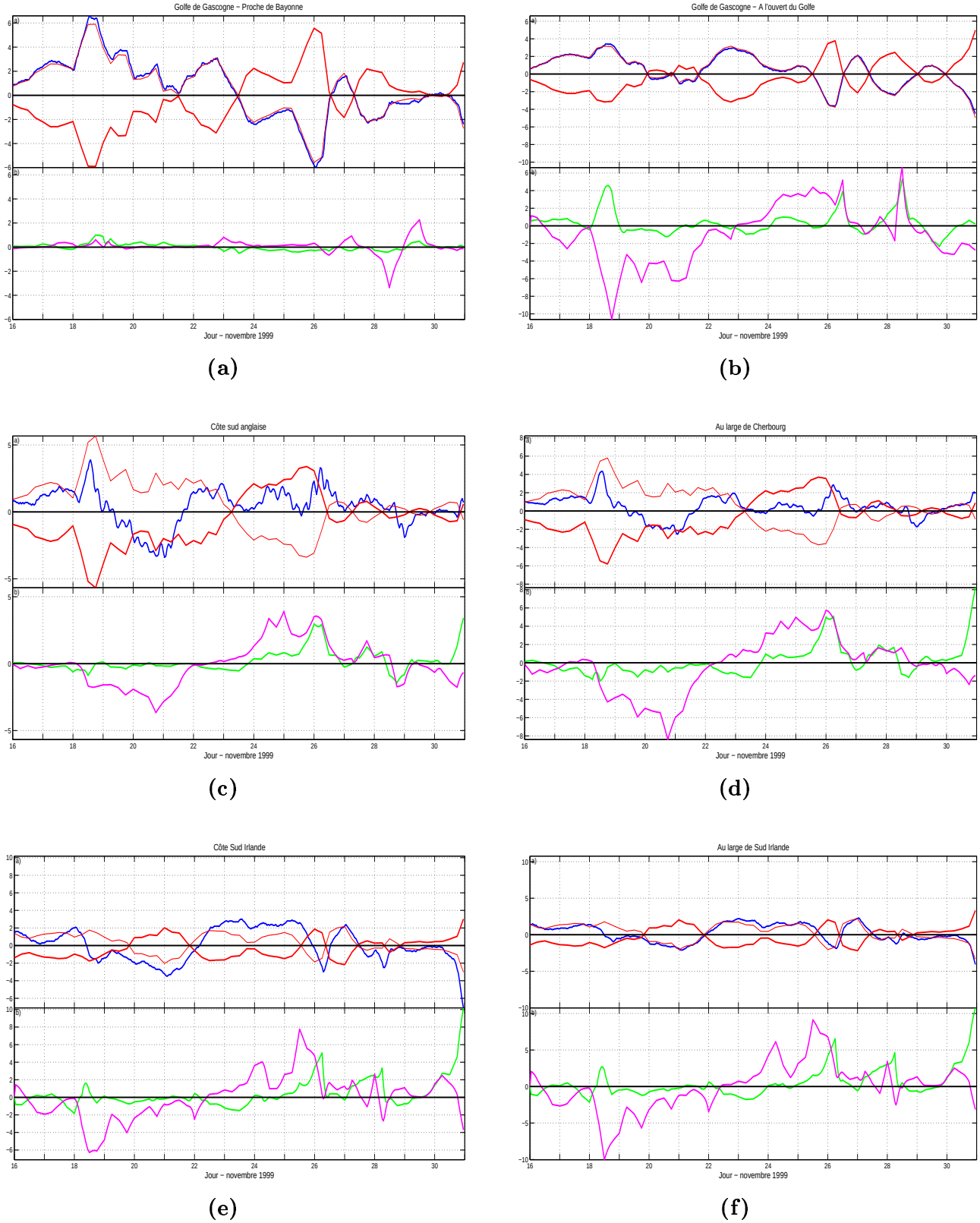


Fig. 5.7 – *Evolution temporelle de la différence (libre-contrôle) pour l'élévation de surface (bleu), la pression (rouge), l'élévation de Baromètre Inverse (rouge fin), les tensions de vent zonale (vert) et méridienne (rose), en un point* ***(a)*** *côtier proche de Bayonne,* ***(b)*** *à l'ouvert du Golfe,* ***(c)*** *sur la côte sud irlandaise,* ***(d)*** *au large des côtes sud irlandaises,* ***(e)*** *sur la côte anglaise en Manche,* ***(f)*** *au milieu de la Manche. (Echelles : SLA(cm), pression(hPa),* $SLA_{BI}(cm)$*,* τ_{zonal} *et* $\tau_{meridienne}(Nm^{-2} \times 15)$*).*

5.3 Simulation assimilée de référence

Dans le *chapitre 6* de ce manuscrit, le potentiel de correction de différents réseaux d'observation *in situ* (marégraphiques et/ou par radars HF et bouées eulériennes) et altimétriques est évalué, dans le cadre d'OSSEs. Afin de pouvoir comparer la performance de ces réseaux sur la correction des variables de notre système, il convient dans un premier temps de se fixer une référence. La section suivante est donc consacrée à l'étude de cette simulation assimilée de référence.

5.3.1 Paramètres de la configuration de la simulation assimilée de référence

Sept paramètres de configuration ont été identifiés pour notre étude, lesquels sont regroupés en trois catégories relatives respectivement aux données assimilées, à la configuration du schéma d'assimilation et aux paramètres de l'expérience jumelle considérée. Notons ici que ces paramètres de configuration feront l'objet d'une étude de sensibilité autour la simulation assimilée de référence dans la *section 5.4* suivante.

Données assimilées

Les données qui ont été utilisées dans le cadre de l'expérience d'assimilation de référence, sont issues du réseau simulé de 10 marégraphes présenté dans la *section 4.5.1*. Les données sont échantillonnées toutes les heures à partir de la simulation de *contrôle*. Un bruit gaussien, de moyenne nulle et d'écart-type 15 mm, leur est ajouté afin de prendre en compte une erreur d'observation réaliste. Un total de 3600 observations est donc considéré pour les 15 jours d'expérience.

Configuration du schéma d'assimilation

Le pas de temps d'analyse a été fixé à 12 h. Par conséquent, trente analyses sont effectuées dans cette expérience, du 16 novembre à 12h au 1^{er} décembre à 00h. Lors de ces analyses, les statistiques d'erreur du modèle sont représentées par les 100 EOFs "moyens" décrits dans la *section 3.6*. La variance d'erreur de prévision $\sigma^2_{\mathrm{REF},i}$ associée à chacun de ces EOFs (*Cf. section 4.3.1*) correspond au tiers de la variance d'erreur de prévision standard $\sigma^2_{\mathrm{STD},i}$ (proportionnelle aux valeurs singulières obtenues lors de la génération des EOFs) : $\sigma^2_{\mathrm{REF},i} = \frac{1}{3}\sigma^2_{\mathrm{STD},i}$. On diminue ainsi l'erreur de prévision du modèle, afin notamment de limiter - dans un premier temps - le niveau de correction.

Configuration de l'expérience jumelle de référence

Dans le cadre de cette expérience jumelle de référence, les simulations *libre* et de *contrôle*

sont tirées de l'ensemble de trajectoires du modèle (*Cf. paragraphe 5.2*). Par conséquent, les deux variables atmosphériques (pression et vent) sont perturbées dans chacune de ces deux simulations. Les corrections calculées à chaque analyse concernent toutes les variables de notre système, soient l'élévation de surface, les deux composantes de la vitesse barotrope, la pression atmosphérique et les deux composantes de la tension de vent (cette correction est persistée aux frontières du domaine pendant 24h, selon une décroissance linéaire).

L'expérience jumelle de référence sera désignée dans la suite par l'acronyme *10tg-12h* (pour "10 tide-gauges - 12h").

5.3.2 Analyse de la simulation assimilée de référence

La *figure 5.8* présente, pour l'expérience *10tg-12h*, une comparaison entre la solution *assimilée* et la solution *libre*, relativement à la simulation de *contrôle* par souci de visualisation (on "masque" ainsi l'amplitude de marée qui domine largement celle des structures d'erreur étudiées), respectivement pour l'élévation de surface, les courants barotropes, la pression atmosphérique et les tensions de vent, le 17 novembre à 12h. L'instant considéré correspond à un instant d'analyse.

On constate que la correction océanique améliore l'état du modèle en le rapprochant de la "réalité" (synthétiquement représentée dans l'étude par la simulation de *contrôle*) : en effet, les erreurs sur le niveau de la mer, principalement concentrées dans le Golfe de Gascogne (où elles atteignent 3 cm) et le long du talus continental, sont globalement réduites de moitié sur le domaine, voire d'un facteur 3 sur la côte atlantique française. On remarque cependant que sur les côtes ouest d'Irlande, dans la baie du Mont St-Michel et du Havre, la correction semble trop forte, et a tendance à éloigner le modèle du *contrôle*.
Concernant les courants barotropes, à l'instant considéré, les erreurs sont conformes aux structures moyennes décrites sur la carte de variances d'ensemble de la *figure 3.9*, localisées sur le plateau continental, et surtout en zone côtière : les erreurs le long de la côte nord espagnole sont de l'ordre de 1 à 3 cm.s^{-1} (pour des vitesses simulées de l'ordre de 5 à 10 cm.s^{-1}), de même au Cap Lizard (mais les vitesses modélisées sont ici de l'ordre de 50 cm.s^{-1}) et sont comprises entre 1 et 2 cm.s^{-1} sur la côte ouest irlandaise (pour des vitesses de l'ordre de 50 cm.s^{-1}). L'analyse à l'instant considéré permet de réduire fortement ces erreurs de courant, notamment sur la côte nord espagnole, où la réduction atteint un facteur 10, et au Cap Lizard (réduction d'un facteur 3). Les structures d'erreur le long ou à travers du talus sont bien contraintes. En revanche, si en Manche la correction n'a quasiment pas d'effet, elle dégrade la solution au Sud de l'Irlande et sur le Plateau Armoricain en faisant apparaître des structures d'erreurs. Nous rappelons que les covariances d'erreur, modélisées sous forme d'EOFs d'ensemble, représentent les structures dominantes sur la période (elles n'évoluent donc pas au cours du temps) ; à l'instant considéré, certains modes d'erreur ne se sont donc pas développés,

mais sont artificiellement corrigés, induisant ainsi l'apparition de structures d'erreur très localisées. L'utilisation d'EOFs pré-calculés à l'instant d'analyse (*cf. section 5.4.2*) pourrait éviter ce type de problème. Le point remarquable de l'analyse calculée par le code d'assimilation pour cet instant, réside dans sa capacité à corriger les fortes erreurs de courants qui se développaient sur la côte Cantabrique.
Les corrections atmosphériques sont globalement satisfaisantes. Nous rappellons ici que ces corrections atmosphériques sont obtenues par projection de l'information contenue dans les observations de niveau de la mer sur les EOFs de pression basse fréquence et de tension de vent via les covariances non-nulles entre ces trois variables, présentées sur la *figure 3.17*. Les erreurs de pression, de grande échelle et maxima sur le Golfe de Gascogne, sont bien contraintes par la correction, réduites d'un facteur 2 à 3 ; les erreurs de tension de vent, principalement localisées sur la partie ouest du domaine, sont globalement réduites.

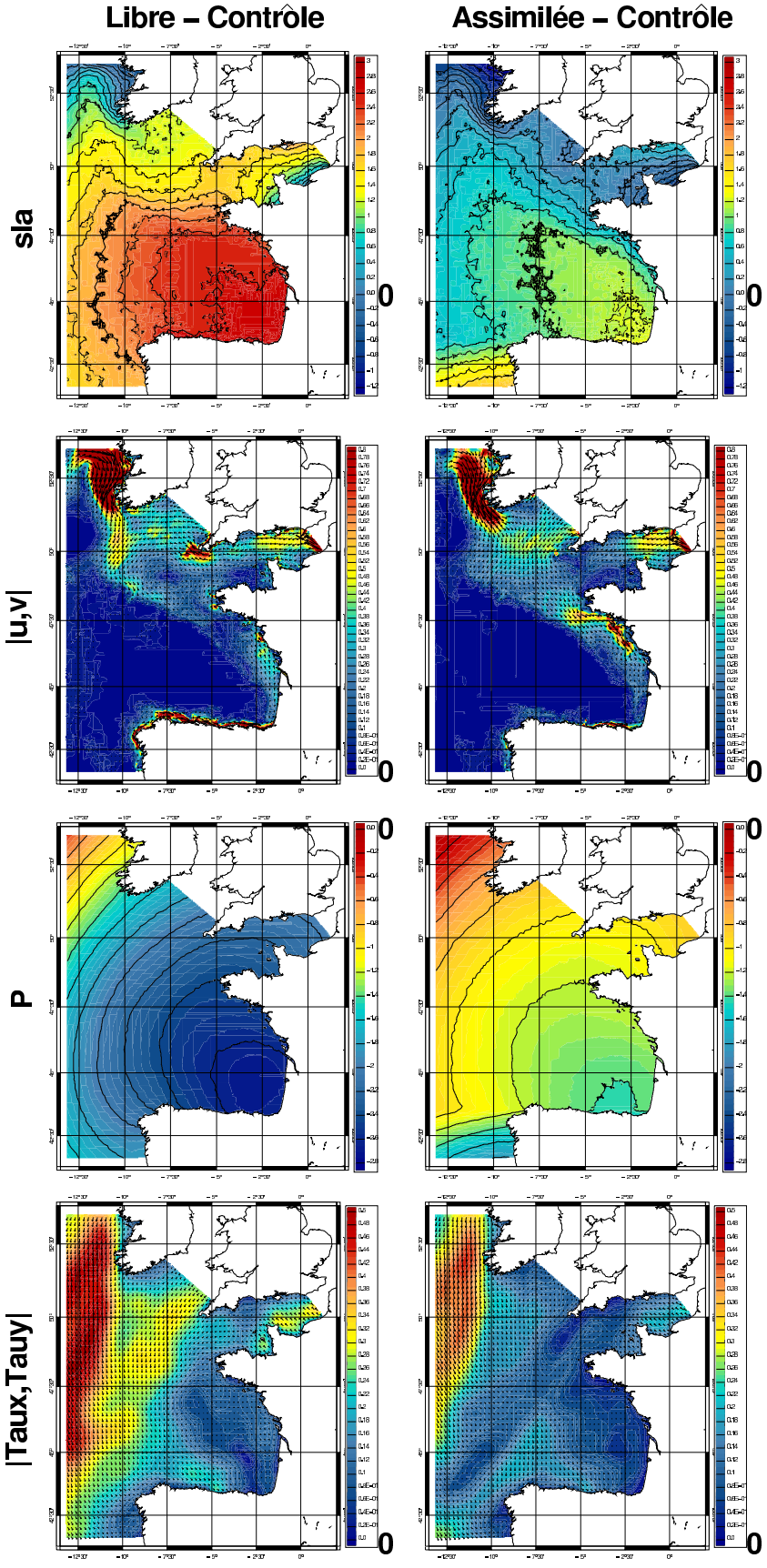


Fig. 5.8 – *Différences libre-contrôle (gauche) et assimilé-contrôle (droite) pour le niveau de la mer, les courants barotropes, la pression et la tension de vent, le 17 novembre à 12h (simulation assimilée de référence).*

Examinons maintenant l'évolution temporelle de la solution *assimilée* sur la période. La *figure 5.9* présente l'évolution temporelle des simulations *assimilée* et *libre* relativement à la simulation de *contrôle* (*i.e.* plus la courbe rouge est proche de zéro, plus le contrôle est performant), aux marégraphes de Bilbao et de Newlyn. De façon générale, les corrections ramènent bien la simulation vers la "réalité", mais des différences apparaissent selon les zones géographiques considérées. Dans le Golfe de Gascogne, le contrôle est assez fin, selon des corrections "douces" : ceci s'explique par la faible variabilité de l'erreur océanique due aux erreurs de forçage atmosphérique dans cette zone, traduite par les EOFs. La correction d'élévation de surface est logiquement meilleure que celle des vitesses (seules des observations de SLA sont assimilées dans cette expérience), mais cette dernière ne provoque pas de dégradation majeure de la solution *assimilée* et permet une réduction significative de l'erreur, notamment en début de période. Au marégraphe de Newlyn, le modèle subit des corrections de SLA plus marquées et qui le contraignent plus efficacement, notamment dans les périodes où l'erreur augmente. La solution est dégradée sur quelques intervalles de temps, en particulier aux alentours des épisodes dépressionnaires du 26 et 28 novembre (nous examinerons dans la suite l'origine de ces dégradations). Les corrections de vitesses sont plutôt satisfaisantes.

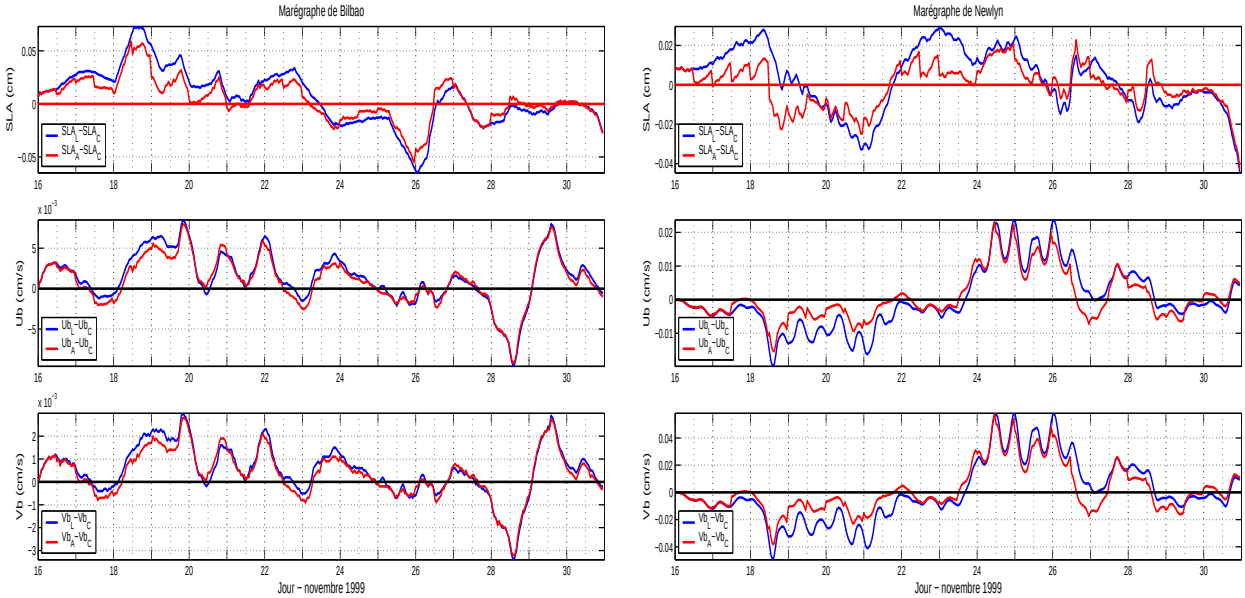


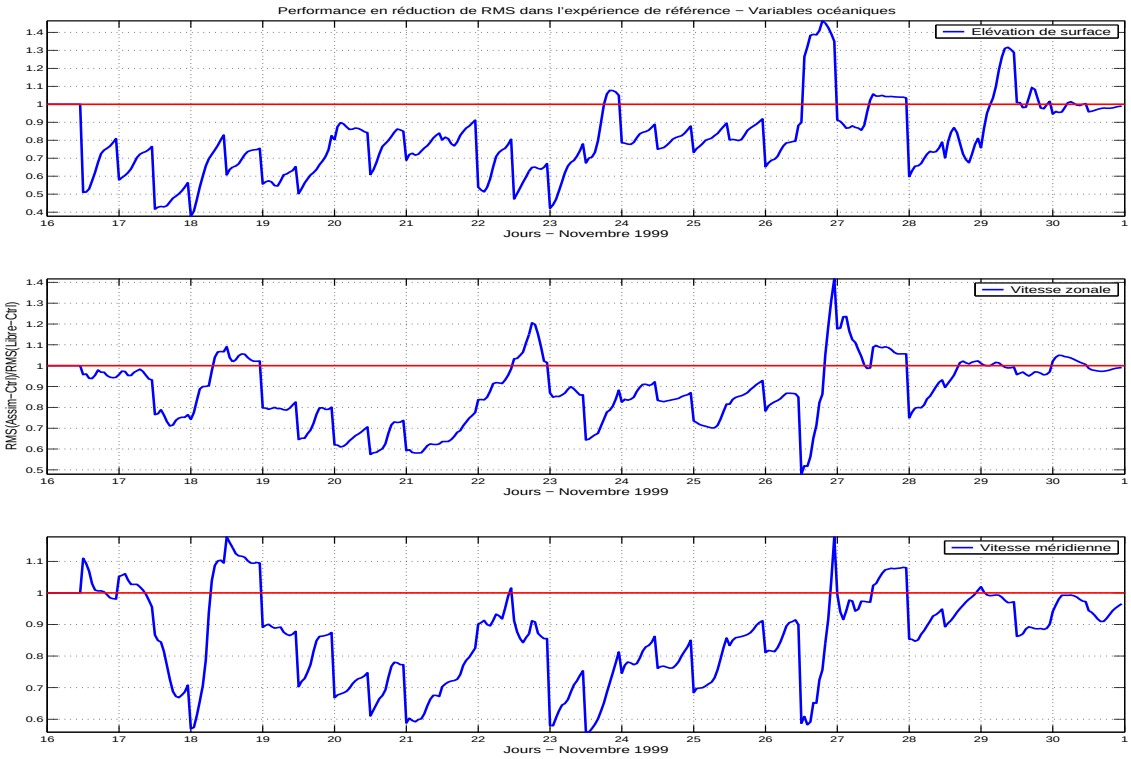
Fig. *5.9* – *Evolution temporelle des solutions assimilée (rouge) et libre (bleu) relativement au contrôle, pour (de haut en bas) le niveau de la mer et les vitesses zonale et méridienne aux marégraphes de* ***(a)*** *Bilbao et* ***(b)*** *Newlyn (simulation assimilée de référence).*

Un résultat plus synthétique concernant l'étude de l'évolution temporelle de l'erreur de référence (*libre-contrôle*) et résiduelle (*assimilée-contrôle*) est fourni par le **diagnostic 2**, présenté dans la *section 4.4.2.2*, soit le ratio des erreurs *rms* résiduelle et de référence ; la *figure 5.10* présente

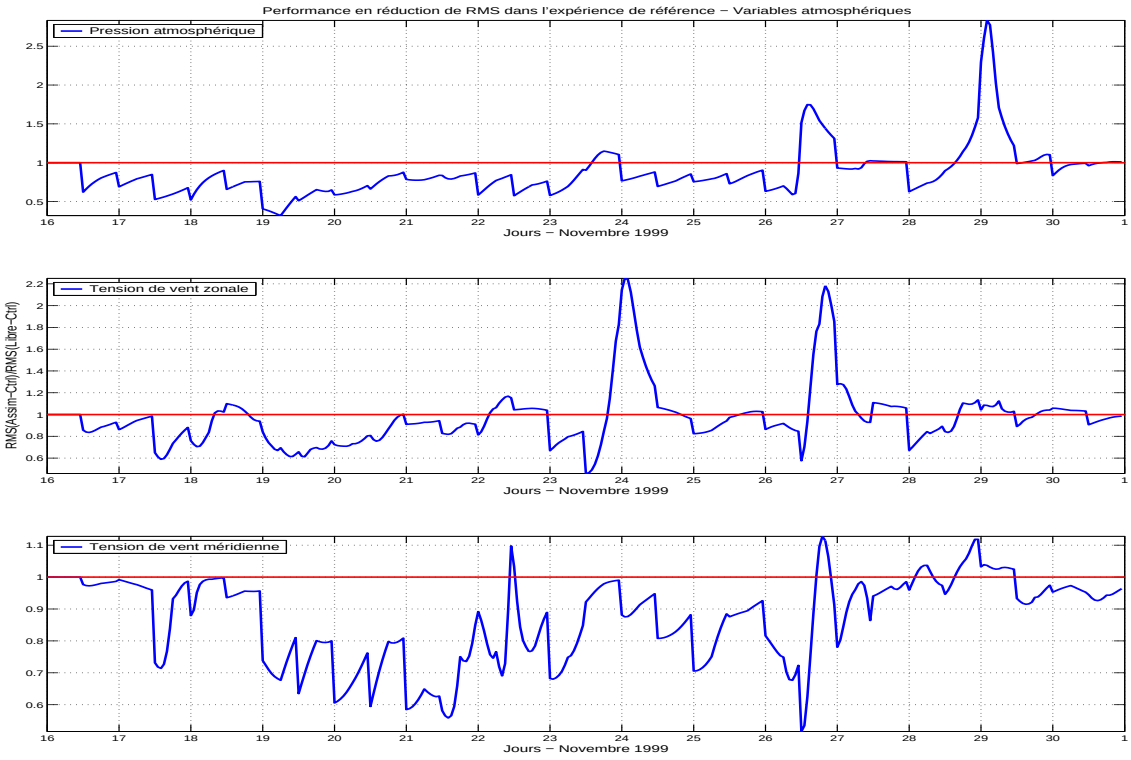
les caractéristiques de ce ratio pour les variables océaniques et atmosphériques. Pour quasiment toutes les variables de l'étude, et globalement sur la période, les corrections de notre système sont efficaces pour réduire l'erreur modélisée : c'est particulièrement le cas pour le niveau de la mer et la pression atmosphérique, dont les ratio *rms* sont 85% du temps inférieurs ou égaux à 1, traduisant donc une amélioration de la solution *assimilée* ; la réduction moyenne de l'erreur pour ces deux grandeurs est de l'ordre de 20 à 30 %. Les périodes pendant lesquelles le ratio devient supérieur à 1, traduisant *a priori* une dégradation de la solution *assimilée* sont le 23 de 18h à 24h, le 26 et le 27 de 12h à 24h, et le 29 de 0h à 12h. Examinons la cause de ces dégradations : l'évolution temporelle de l'élévation de surface pour les solutions *assimilée* et *libre* (relativement au *contrôle*) et de la pression dans les trois simulations étudiées, sont regroupées dans la *figure 5.11*, pour un point au centre du domaine, et sur la période du 23 au 30 novembre. Ces graphiques montrent que dans les trois périodes citées, la différence entre les pressions *libre* et *contrôle* s'annule, respectivement le 23 à 18h, le 26 vers 12h et le 28 vers 18h ; ceci a lieu sur quasiment tout le domaine, non pas au même instant, mais dans les mêmes segments temporels. Par conséquent, dans ces périodes, la différence *rms* de la pression *libre* et *contrôle* baisse fortement, et le ratio *rms* correspondant augmente rapidement.
L'impact sur l'erreur d'élévation de surface découle de cette constatation : cette erreur étant pilotée, à l'échelle du domaine, par l'erreur de pression, comme nous l'avons illustré sur la *figure 5.6*, une augmentation du ratio *rms* relatif à la pression induit une augmentation du ratio *rms* relatif à l'élévation de surface.

Concernant les vitesses barotropes et les tensions de vent, le même type de remarque peut être fait : globalement, la solution *assimilée* est bien contrainte par le système, les réductions d'erreur sont de l'ordre de 10 à 20 % ; le ratio *rms* est de 60 à 80 % du temps inférieur ou égal à 1 pour ces variables. Les dégradations visibles dans les ratios *rms* relatifs aux vitesses océaniques et aux tensions de vent sont pour la plupart expliquées par la discussion précédente : les différences de tensions de vent *libre* − *contrôle* s'annulent le 22 vers 06h, le 24 à 00H, le 26 et le 27 vers 12h pour la tension de vent zonale, et le 26 vers 15h pour la tension de vent méridienne (non montrées). Les erreurs de prévision sur les vitesses barotropes étant principalement pilotées par les erreurs sur les tensions de vent, l'impact de ces changements de signe sur la prévision des courants barotropes suit donc la même logique décrite précédemment.

5.3 Simulation assimilée de référence



(a)



(b)

Fig. *5.10* – *Diagnostic 2 relatif aux variables* ***(a)*** *océaniques (de haut en bas : niveau de la mer, vitesse zonale, vitesse méridienne), et* ***(b)*** *atmosphériques (de haut en bas : pression, tension de vent zonale, tension de vent méridienne) (simulation assimilée de référence).*

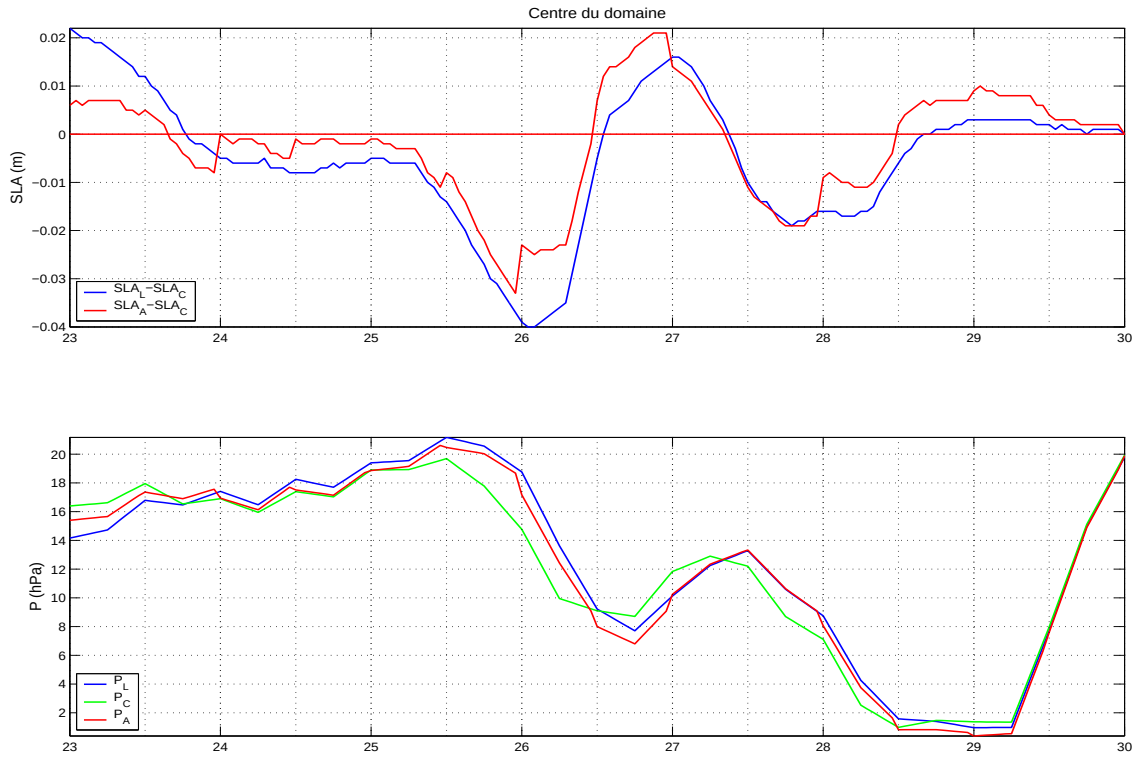
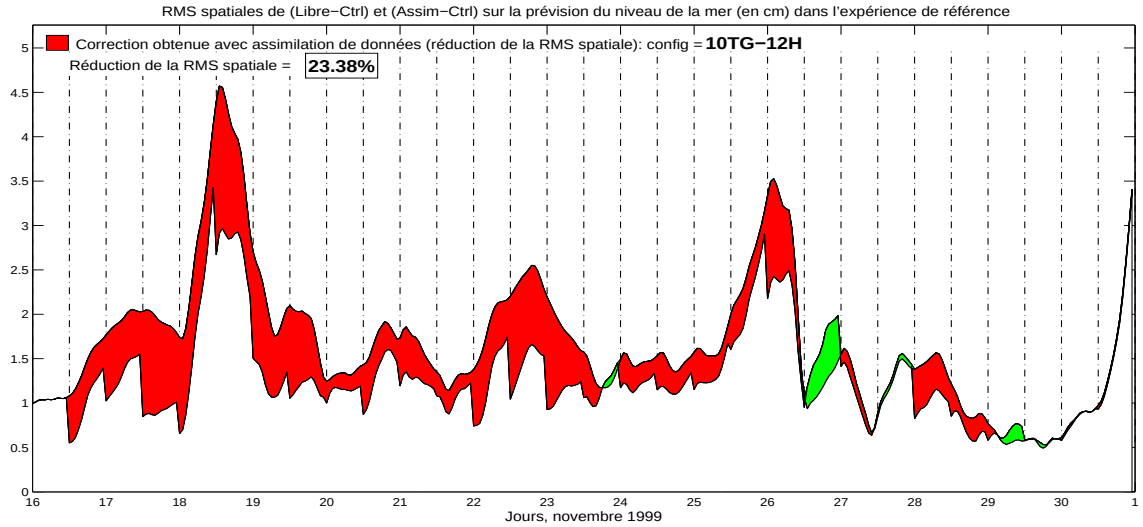


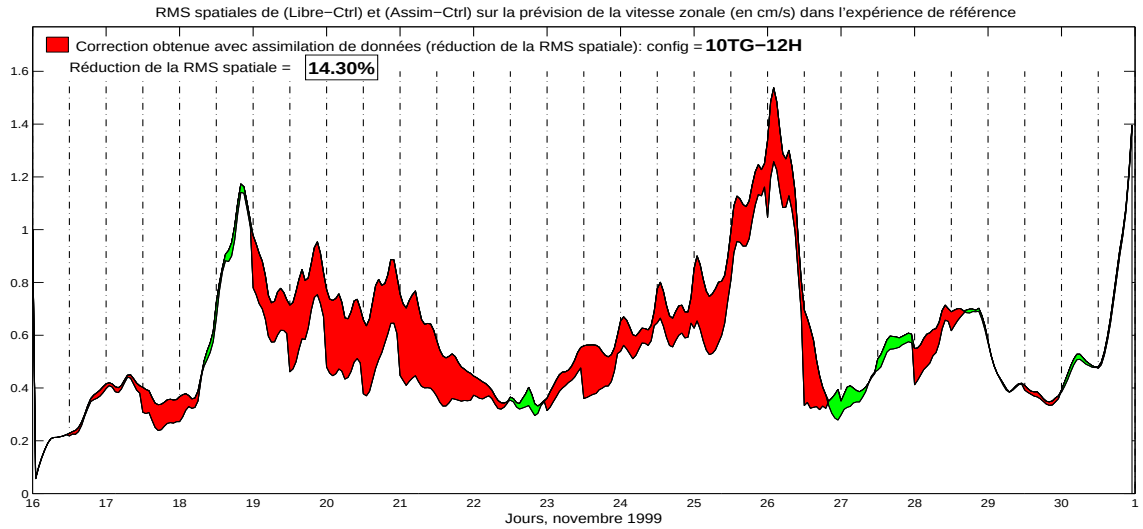
Fig. *5.11* – *Evolution temporelle, en haut, de l'élévation de surface pour les solutions assimilée (rouge) et libre (bleu), relativement au contrôle, et en bas, de la pression dans les simulations libre (bleu), contrôle (vert) et assimilée (rouge), en un point au centre du domaine (simulation assimilée de référence).*

Le **diagnostic 3**, défini dans la *section 4.4.2.2* et illustrant l'évolution de l'erreur du modèle et l'erreur résiduelle, apporte des précisions quant aux dégradations mises en évidence par le diagnostic 2. On illustre sur les *figures 5.12* et *5.13* le diagnostic 3 respectivement pour les variables océaniques et atmosphériques. L'aire rouge correspond à l'erreur effectivement corrigée, tandis que les zones vertes traduisent une augmentation de l'erreur résiduelle relativement à l'erreur modèle. On reconnaît sur ces figures les périodes précédemment citées durant lesquelles le ratio *rms* augmente et devient supérieur à 1 (les 24, 26, 29 pour l'élévation de surface et la pression ; les 22, 24, 27 pour la vitesse et la tension de vent zonales ; le 22, 27, 29 pour la vitesse et la tension de vent méridiennes). Comme on l'a expliqué au paragraphe précédent, ces dégradations du ratio *rms* sont en partie expliquées par une baisse de l'erreur modèle ; mais on constate que les deux principales dégradations d'élévation de surface de fin novembre sont aussi induites par des dégradations de pression dues à de mauvaises corrections les 26 et 29. Il en est de même pour les dégradations de la vitesse zonale, engendrées par des corrections générant une augmentation de l'erreur résiduelle de tension de vent (le 18 de 12h à 24h, le 24, et le 27 à 12h). En revanche, le pic d'erreur résiduelle de vitesse méridienne du 18 (de 12h à 24h) est généré par une mauvaise correction de cette variable le 18 à 12h, indépendante de la correction de tension de vent méridienne (il est cependant contraint dès l'analyse suivante). Les dégradations mises en évidence ne sont donc pas uniquement générées par une baisse de l'er-

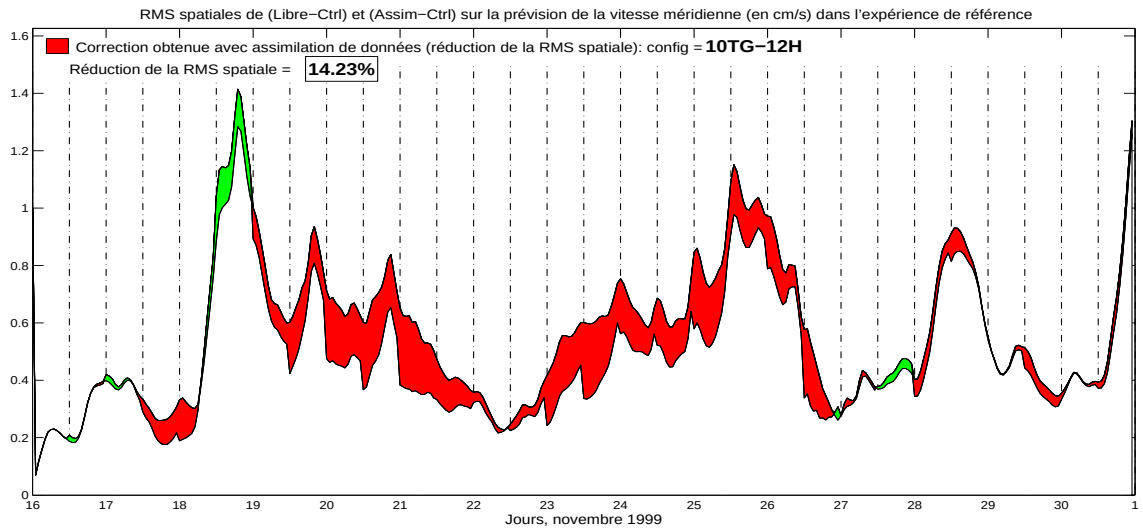
reur modèle, mais sont aussi provoquées par des corrections inadaptées. Là encore, le caractère stationnaire des statistiques d'erreur utilisées dans le schéma d'assimilation, peut expliquer ces corrections ponctuelles inadéquates.
Pour finir, les réductions d'erreurs sont d'environ 23% pour l'élévation de surface, 14% pour les vitesses barotropes, 21% pour la pression atmosphérique et 5% et 15% pour les tensions de vent zonale et méridienne.



(a)



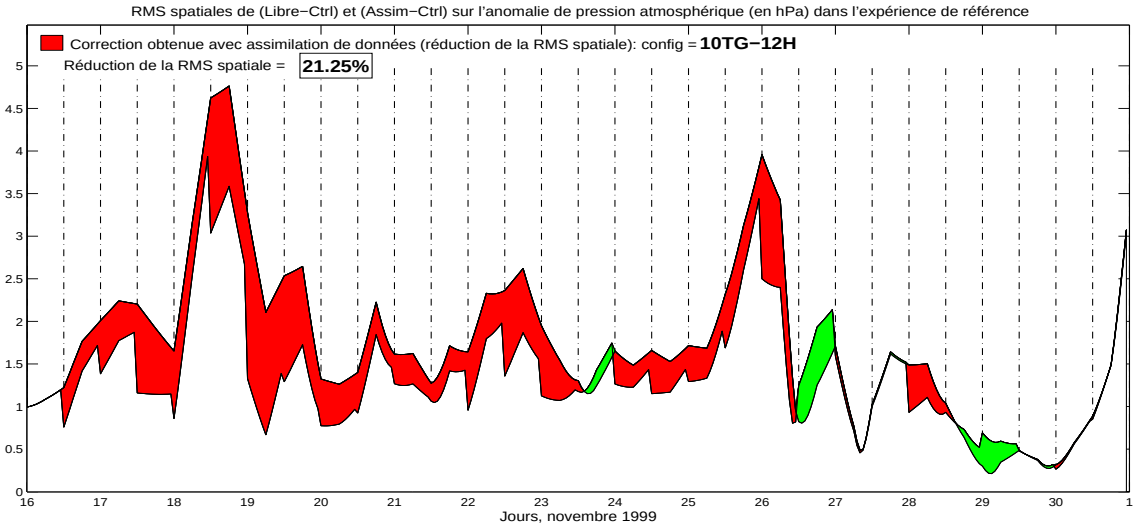
(b)



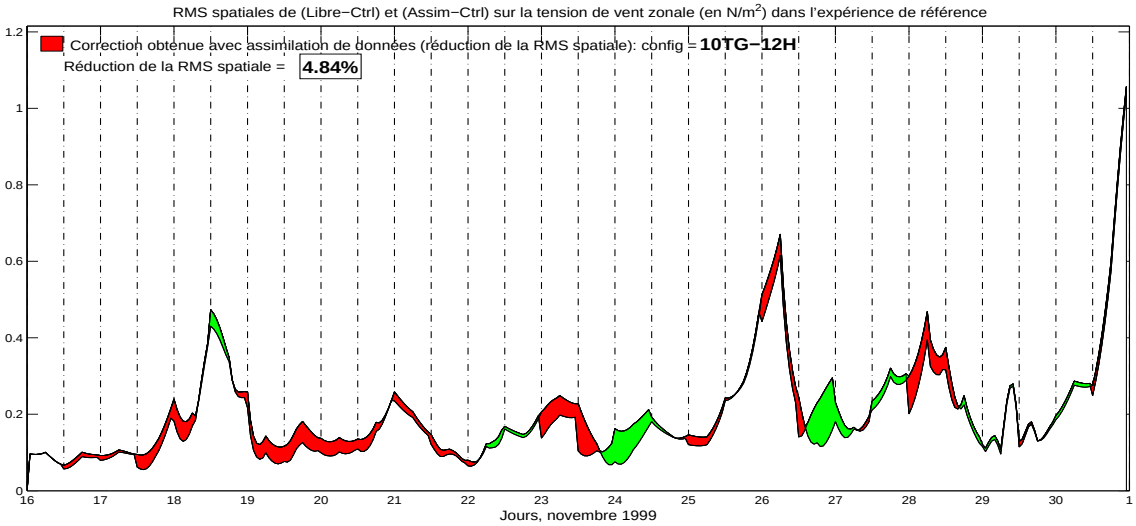
(c)

Fig. *5.12* – *Diagnostic 3 pour les variables océaniques : **(a)** élévation de surface, et vitesses **(b)** zonale et **(c)** méridienne (simulation assimilée de référence).*

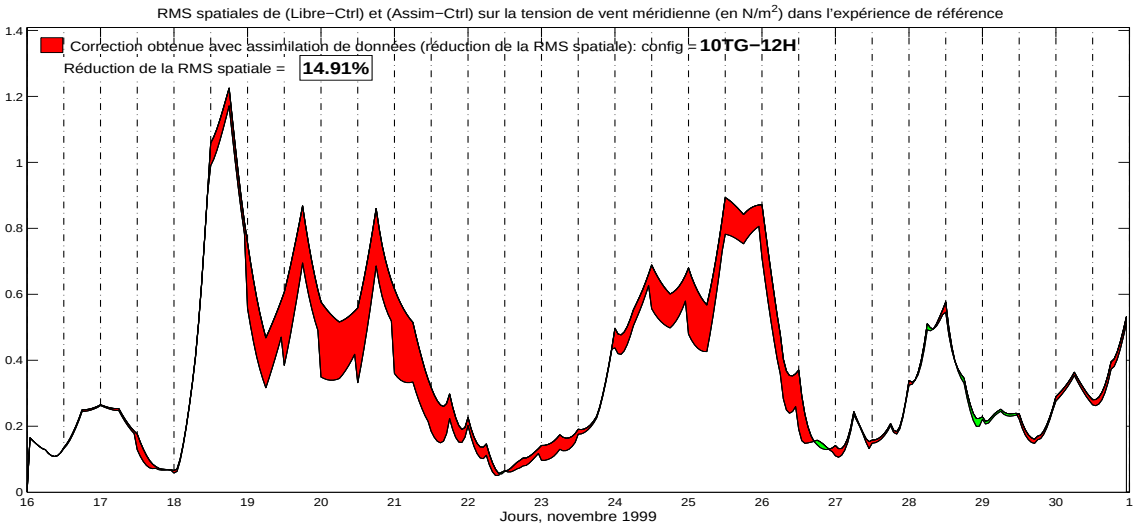
5.3 Simulation assimilée de référence



(a)



(b)



(c)

Fig. ***5.13*** – *Idem pour les variables atmosphériques :* ***(a)*** *pression atmosphérique, et tensions de vent* ***(b)*** *zonale et* ***(c)*** *méridienne.*

Nous nous intéressons maintenant à la cohérence des structures océaniques et atmosphériques dans les simulations *libre* et *assimilée*, relativement à la solution de *contrôle*. Les *figures 5.14* et *5.15* illustrent le **diagnostic 4** respectivement pour les variables océaniques et atmosphériques, et les *figures 5.16* et *5.17* le **diagnostic 5** pour ces mêmes variables. Concernant le diagnostic 4, nous rappellons ici que s'agissant du ratio de corrélation entre les simulations *assimilée* et *libre*, relativement à la solution de *contrôle*, une valeur supérieure à 1 traduit une amélioration de la cohérence des structures entre les simulations *assimilée* et *contrôle*, soit dans notre cas entre le modèle corrigé et la réalité.
Globalement, la cohérence entre le modèle *assimilé* et la réalité est améliorée, d'environ 24%, 28% et 23% pour l'élévation de surface et les vitesses zonale et méridienne (*figure 5.16*), et 13%, 17% et 22% pour la pression atmosphérique, et les tensions de vent zonale et méridienne (*figure 5.17*). Les pics de décorrélation visibles (localisés autour du 18 à 12h et du 26 à 00h pour les variables océaniques) sont bien corrigés, excepté celui du 18-19 novembre dans le cas des courants barotropes, pour lequel la correction dégrade la cohérence. D'autres dégradations sont visibles, notamment aux alentours du 23 pour l'élévation de surface et la pression : ces décorrélations s'expliquent par des corrections peu efficaces, voire dégradantes (le 23 en pression), combinées à une augmentation de la corrélation entre les solutions *libre* et *contrôle* (on retrouve donc ici le même type de problème que dans le diagnostic 2).
En fin de période, la cohérence *assimilée/contrôle* est difficilement contrainte, notamment parce que la corrélation *libre/contrôle* est elle-même déjà forte, l'assimilation n'apportant alors que de légères modifications, peu significatives.

5.3 Simulation assimilée de référence

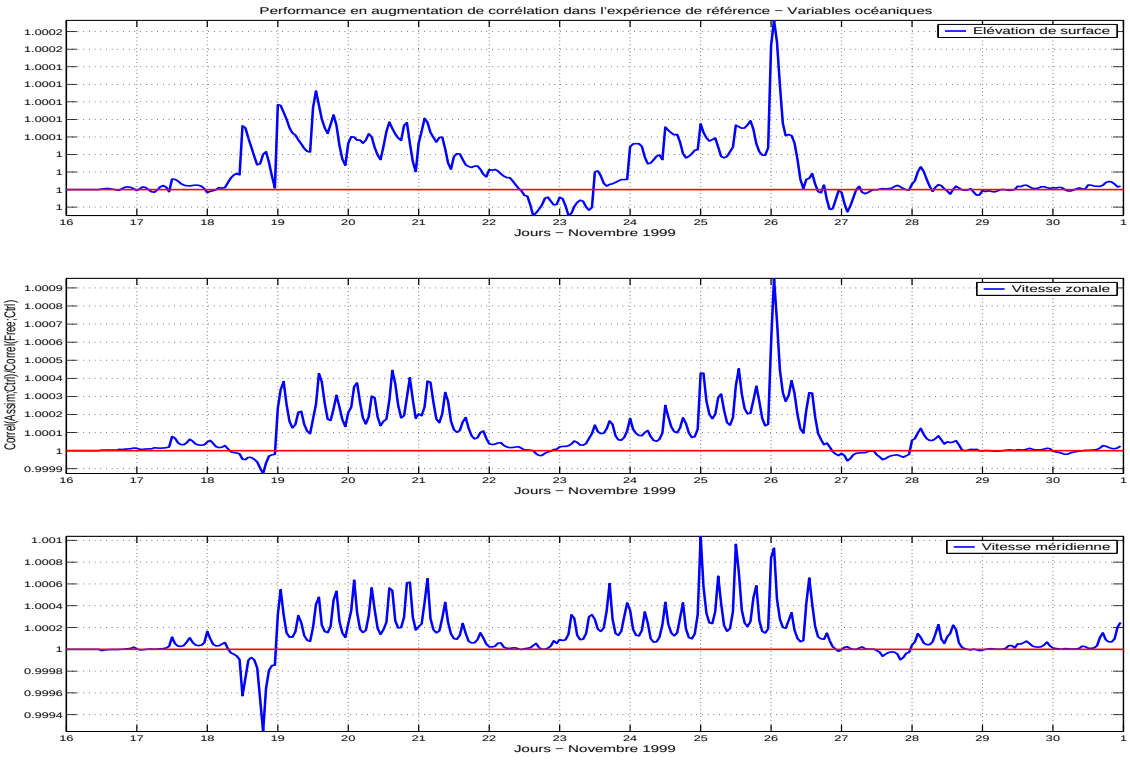


Fig. *5.14* – *Diagnostic 5 relatif aux variables océaniques - de haut en bas : niveau de la mer, vitesse zonale, vitesse méridienne (simulation assimilée de référence).*

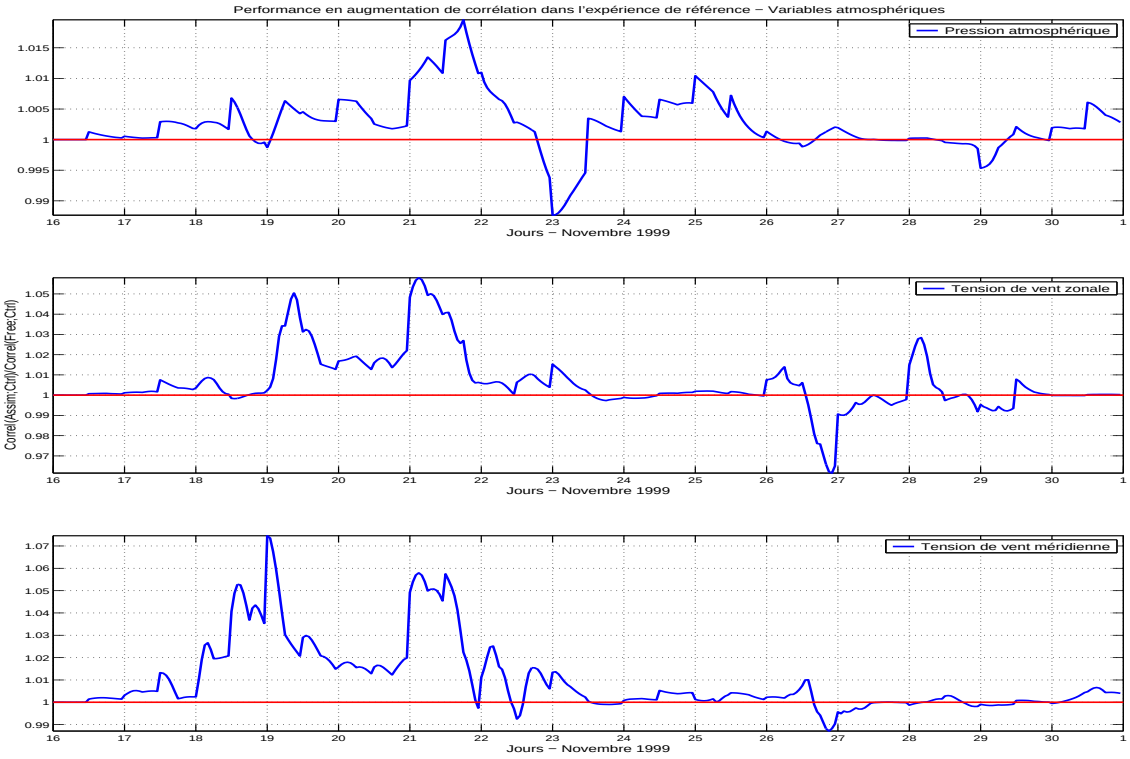
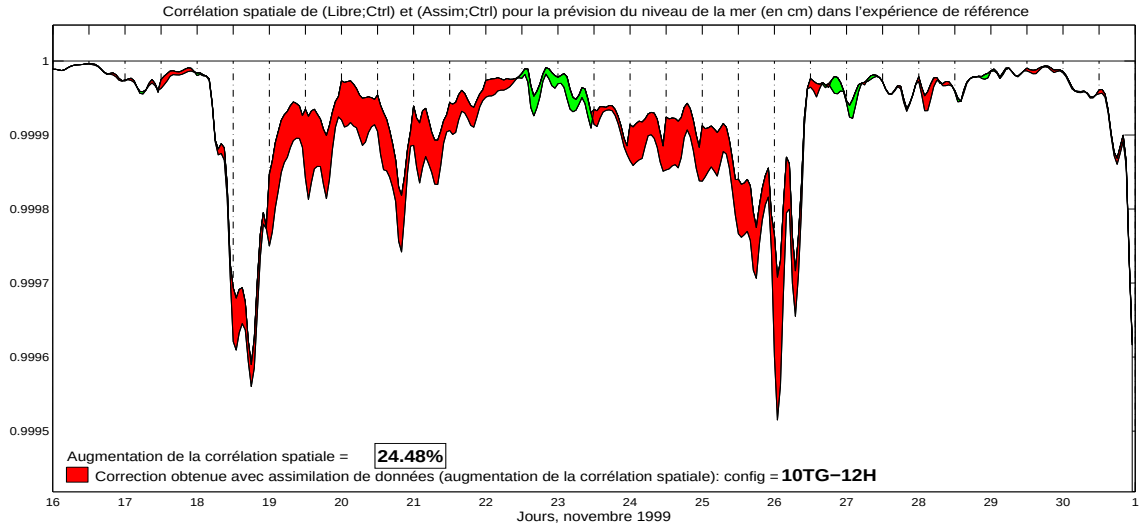
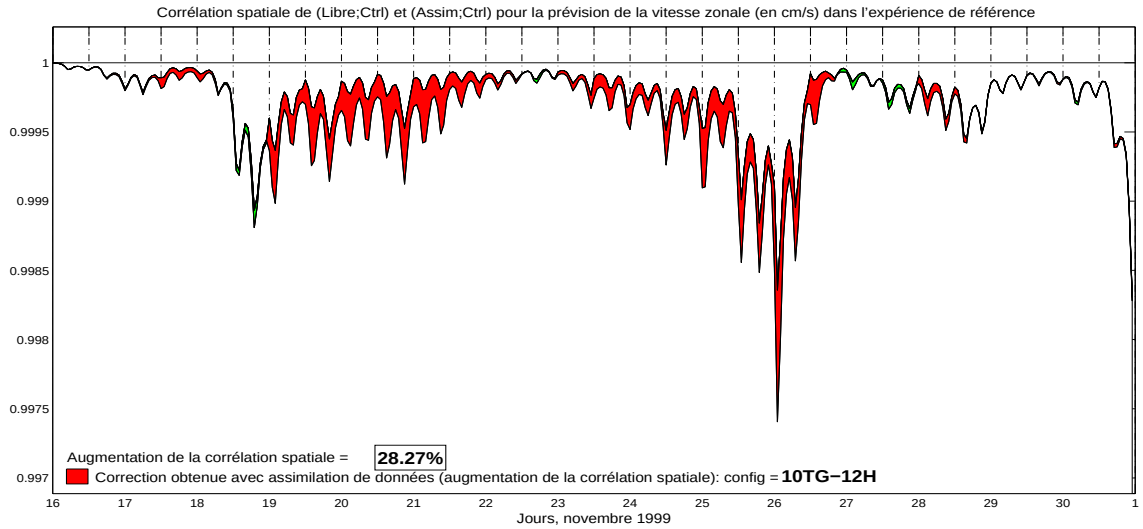


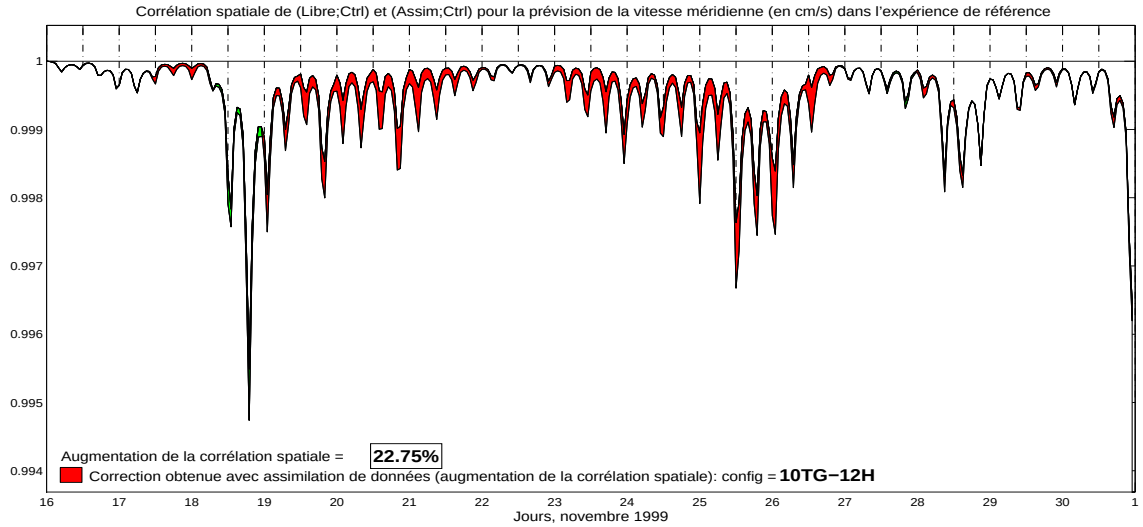
Fig. *5.15* – *Idem pour les variables atmosphériques - de haut en bas : pression, tension de vent zonale, tension de vent méridienne*



(a)



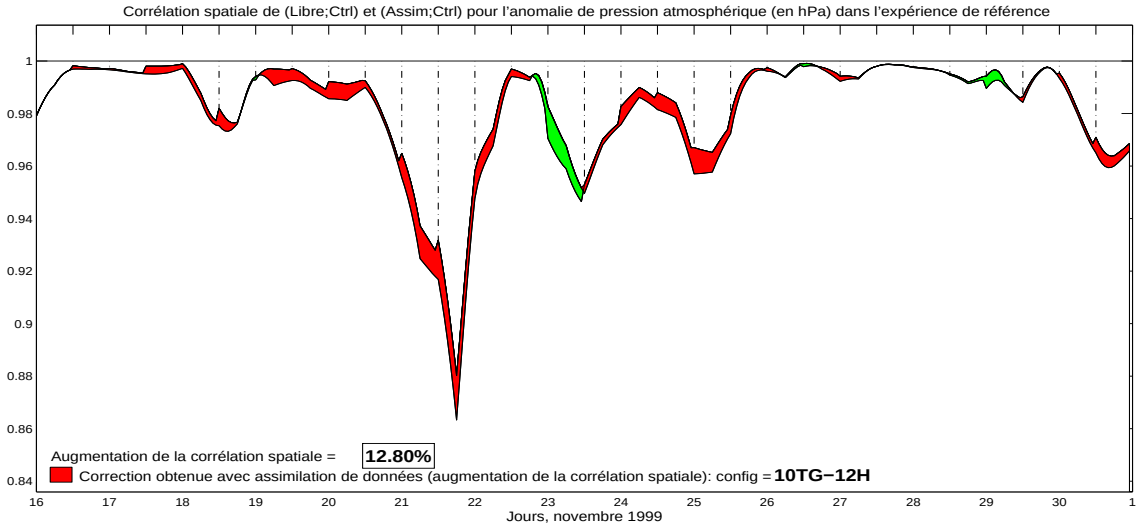
(b)



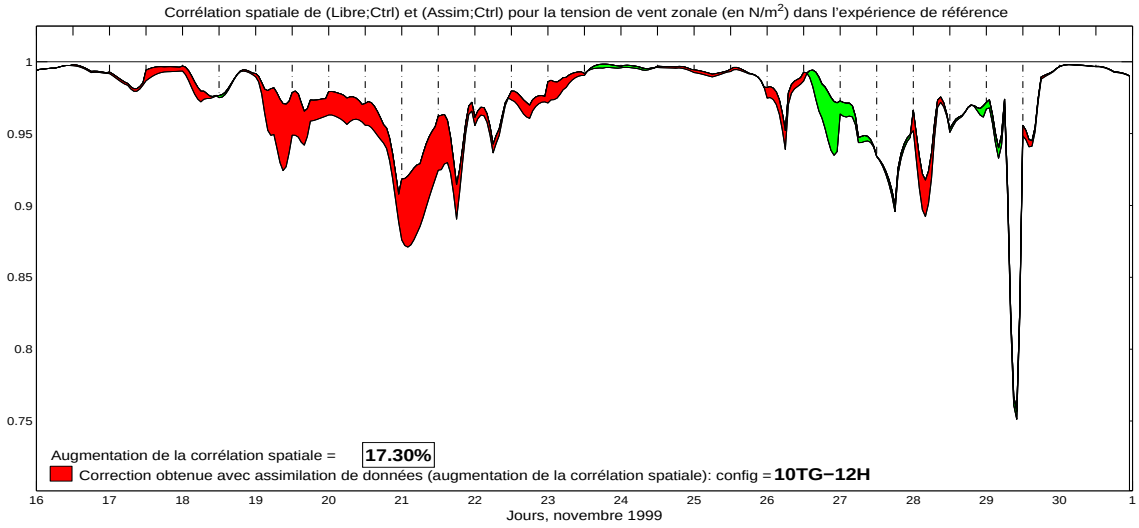
(c)

Fig. *5.16* – *Diagnostic 4 relatif* ***(a)*** *à l'élévation de surface et aux vitesses* ***(b)*** *zonale et* ***(c)*** *méridienne (simulation assimilée de référence).*

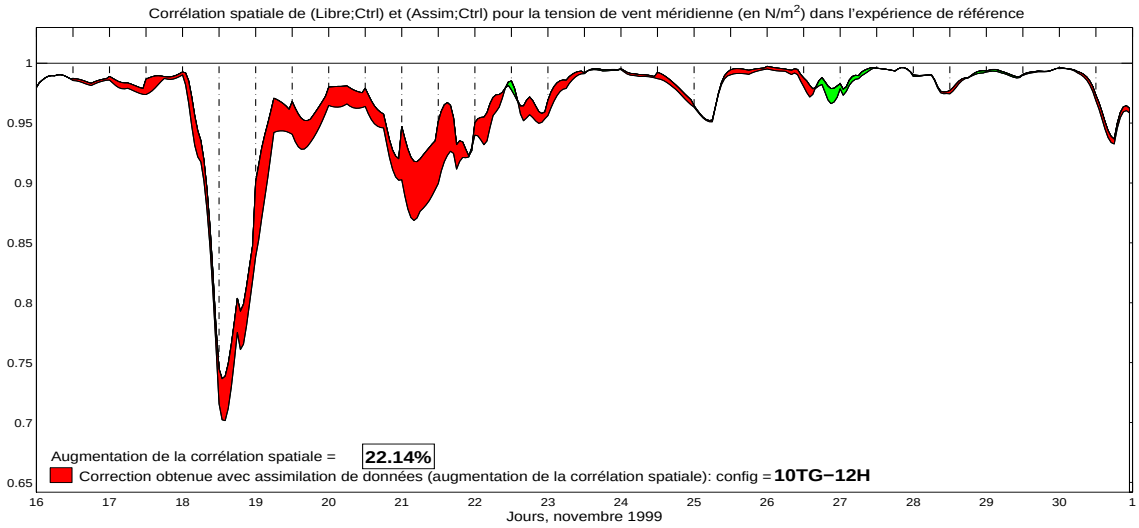
5.3 Simulation assimilée de référence



(a)



(b)



(c)

Fig. 5.17 – *Diagnostic 4 relatif* ***(a)*** *à la pression atmosphérique et aux tensions de vent* ***(b)*** *zonale et* ***(c)*** *méridienne (simulation assimilée de référence).*

Pour conclure cette analyse de l'expérience jumelle de référence, le **diagnostic 1**, présenté sur la *figure 5.18*, donne une indication sur la cohérence du schéma numérique ainsi que sur la qualité des statistiques d'erreur modélisées dans notre étude. On rappelle que ce critère mesure le ratio d'une fonction coût caractéristique du schéma d'assimilation et du nombre d'observations, pour un état analysé, et le compare à $\frac{1}{2}$. Dans cette simulation de référence, ces ratios oscillent autour de la valeur $\frac{1}{2}$, avec deux pics, les 19 et 26 : ces deux pics correspondent à des analyses effectuées pendant ou juste après les périodes où l'erreur du modèle augmente ; le schéma perd alors en cohérence. Cependant, le critère atteint en moyenne sur la période, la valeur de 0.46, nous assurant ainsi d'une certaine cohérence du schéma et des statistiques d'erreurs calculées. Ce diagnostic permet aussi de conclure sur le choix du couple de simulations choisi pour l'expérience de référence *10tg-12h* : d'un point de vue statistique, celui-ci est "typique" de l'ensemble, puisque appliqué à ce couple, le système d'assimilation présente une certaine cohérence interne.

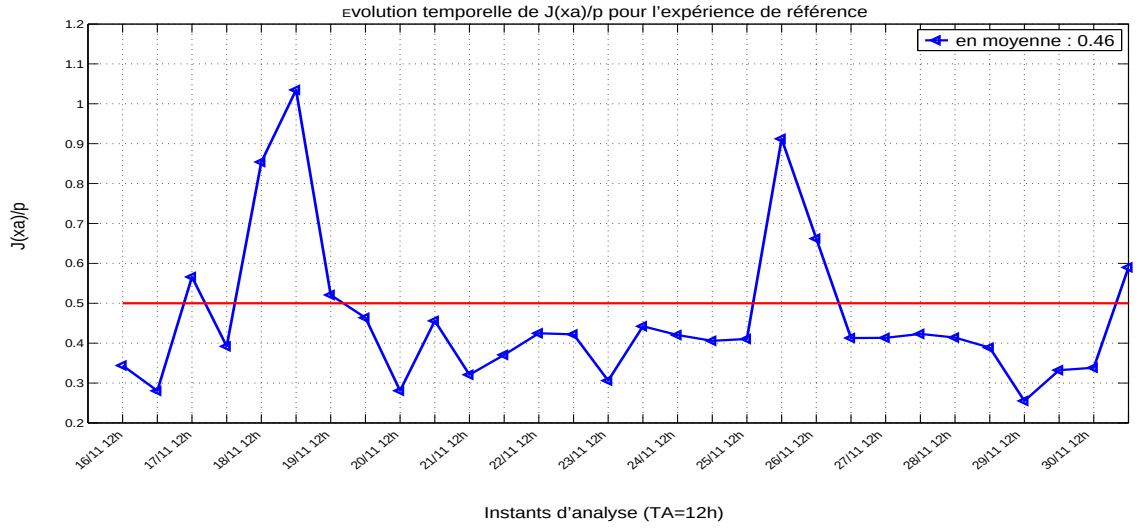


Fig. *5.18* – *Diagnostic 1 pour l'expérience jumelle de référence - la ligne rouge représente le critère de cohérence.*

L'analyse de l'expérience jumelle de référence a donc permis de mettre en évidence quelques dégradations des composantes océaniques, provoquées principalement par des corrections inadaptées des variables atmosphériques (et combinées à une baisse de l'erreur modèle), notamment le 26 à 12h et le 29 à 00h pour la pression et l'élévation de surface. La définition des statistiques d'erreur sous forme d'EOFs indépendants du temps est probablement responsable de ces dégradations ponctuelles. Cependant, les différents diagnostics montrent que, globalement sur la période, les corrections sont efficaces : le diagnostic 2 est 85% du temps inférieur à 1 en élévation de surface, et la réduction d'erreur *rms* est de l'ordre de 25% et 15% en élévation de surface et vitesses. Une comparaison avec les résultats de Mourre (2004) montre que nos

corrections restent moyennes en élévation de surface, mais du même ordre, voire meilleures, que celles qu'il obtient en vitesse avec un filtre de Kalman d'ensemble.

5.4 Sensibilité aux paramètres de la configuration

Les OSSEs permettent de tester aisément l'impact des paramètres de la configuration sur les performances de correction du système et/ou du réseau étudié. Nous présentons dans les paragraphes suivants des tests de sensibilité de la configuration de référence aux quatre paramètres suivants :

- la résolution temporelle du système d'assimilation : nous examinons l'impact du choix des pas de temps d'analyse ("pdta") à 6h et 24h autour de la référence 12h,
- la modélisation des statistiques d'erreur de prévision du modèle, avec un test pour lequel les EOFs évoluent au cours du temps,
- la variance d'erreur de prévision appliquée dans le schéma d'assimilation (*Cf. section 4.3.1*), avec quatre tests autour de la référence $\sigma^2_{\mathrm{REF},i} = \frac{1}{3}\,\sigma^2_{\mathrm{STD},i}$,
- la correction des variables atmosphériques (les variables océaniques sont corrigées).

Le nombre de marégraphes considérés reste donc constant à 10 stations. Le *tableau 5.1* récapitule les différents tests de sensibilité présentés dans cette section.

5.4.1 Sensibilité de la solution de référence au pas de temps d'analyse

L'impact de la résolution temporelle du système d'assimilation a été testé dans le cadre de l'expérience jumelle de référence pour deux pas de temps d'analyse de 6h et 24h (configurations *10tg-6h* et *10tg-24h*). Pour ces durées de cycles, différents diagnostics sont présentés sur les *figures 5.19* à *5.23*.
Globalement, une baisse du pas de temps d'analyse permet de mieux contraindre le modèle vers la réalité, malgré le plus faible nombre de données assimilées à chaque analyse ; c'est particulièrement le cas pour l'élévation de surface et la pression (*figures 5.19* et *5.20*) : pour ces variables, les corrections à 6h contraignent l'erreur qui peut se développer dans les solutions *10tg-12h* et *10tg-24h* ; en un instant d'analyse commun aux trois simulations *assimilées*, et avant correction, l'erreur résiduelle à 6h est logiquement plus faible que celle à 12h, elle-même inférieure à celle à 24h. En revanche, après correction, les résultats sont plus discutables : si globalement le niveau d'erreur est similaire pour les trois trajectoires (ce qui semble logique étant donné que l'évolution temporelle des statistiques d'erreurs de prévision n'est pas prise en compte dans le schéma d'analyse) ou légèrement meilleur pour la simulation *10tg-6h*, on constate qu'en certaines dates, le 20 novembre par exemple (*figure 5.19*), le niveau d'erreur

Test de sensibilité	Etat du paramètre	Acronyme
Pas de temps d'analyse	6h	*10tg-6h*
	12h	*10tg-12h* (référence)
	24h	*10tg-24h*
EOFs	EOFs(t)	*10tg-12h-EOFs(t)*
	EOFs moyens	*10tg-12h* (référence)
Variance d'erreur de prévision $\sigma_i^2 =$	$6 \times \sigma^2_{\mathrm{STD},i}$	*10tg-12h-efstd-clx-*$\times 6$
	$3 \times \sigma^2_{\mathrm{STD},i}$	*10tg-12h-efstd-clx-*$\times 3$
	$\sigma^2_{\mathrm{STD},i}$	*10tg-12h-efstd-clx*
	$\frac{1}{3}\,\sigma^2_{\mathrm{STD},i}$	*10tg-12h* (référence)
	$\frac{1}{6}\,\sigma^2_{\mathrm{STD},i}$	*10tg-12h-efstd-clx-*$\frac{1}{6}$
Variables atmosphériques corrigées	aucune	*10tg-12h-océan*
	pression P	*10tg-12h-océan-P*
	tension de vent τ_x, τ_y	*10tg-12h-océan-*τ
	pression et tension de vent	*10tg-12h* (référence)

TAB. 5.1 – *Simulations effectuées dans le cadre des tests de sensibilité de la simulation de référence aux paramètres de la configuration.*

résiduelle à 6h est moins bon que celui à 12h et 24h. En fin de période, la simulation *10tg-6h* est mal contrôlée, et l'erreur d'élévation augmente très rapidement entre deux cycles, contrainte par l'erreur de pression qui atteint un pic très marqué le 29. A l'inverse, pour un pas de temps de 24h, l'erreur est moins souvent corrigée et croît donc, bien qu'elle soit contrainte par la persistence temporelle appliquée à la correction. Par conséquent, un pic d'erreur se développant en 24h entre deux instants d'analyse, tel que le pic d'erreur d'élévation du 18 au 19, sera moins bien contraint. Cependant, bien que l'erreur soit moins contrôlée, on ne constate pas de dégradation de la solution *10tg-24h* par rapport à la simulation *10tg-12h*.
Concernant les autres variables, le même type de commentaire peut être fait, avec quelques nuances cependant : on constate que pour les courants barotropes et les tensions de vent, la solution *10tg-6h* est plus souvent dégradée que les configurations *10tg-12h* et *10tg-24h*, notamment les 18-19, 22-23, 26-27 et 28-29 novembre : là encore, ces dégradations des vitesses océaniques sont probablement générées par l'augmentation de l'erreur de tension de vent, plus importante que dans l'expérience de référence, combinée à de mauvaises corrections (le 22 à 6h par exemple).

5.4 Sensibilité aux paramètres de la configuration

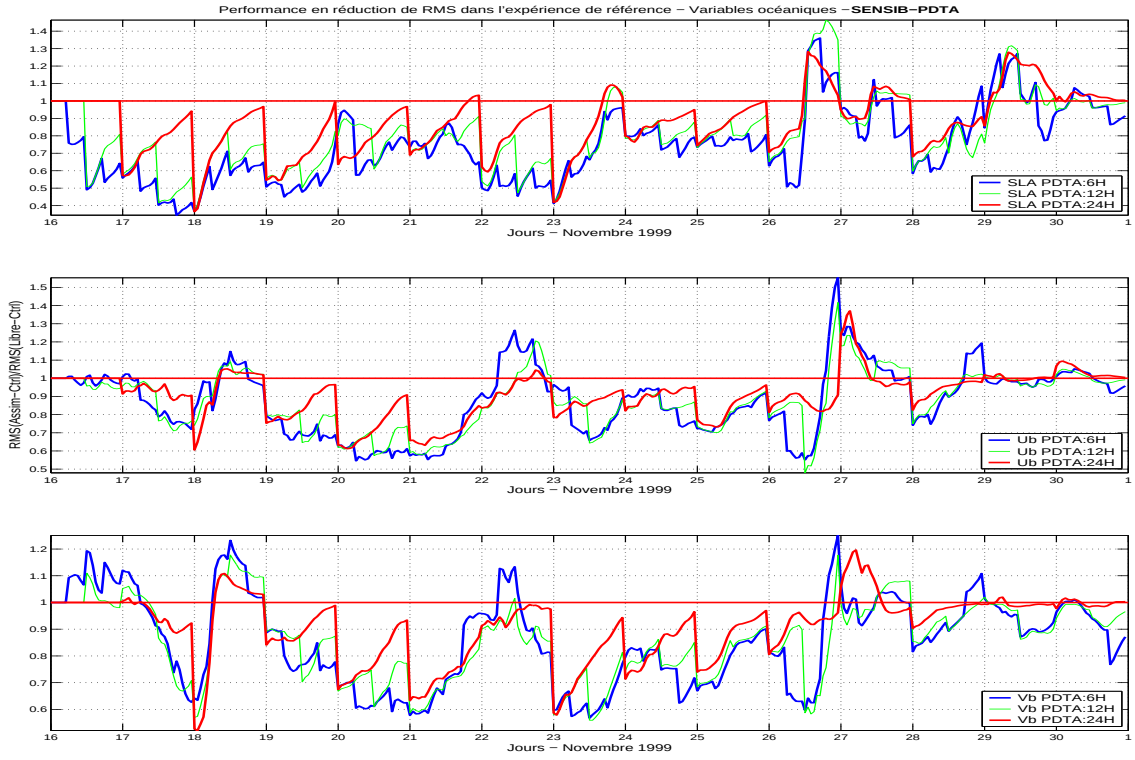


Fig. *5.19* – *Sensibilité au pas de temps d'analyse : analyses à 6h (bleu), 12h (vert) et 24h (rouge) - diagnostic 2 relatif aux variables océaniques*

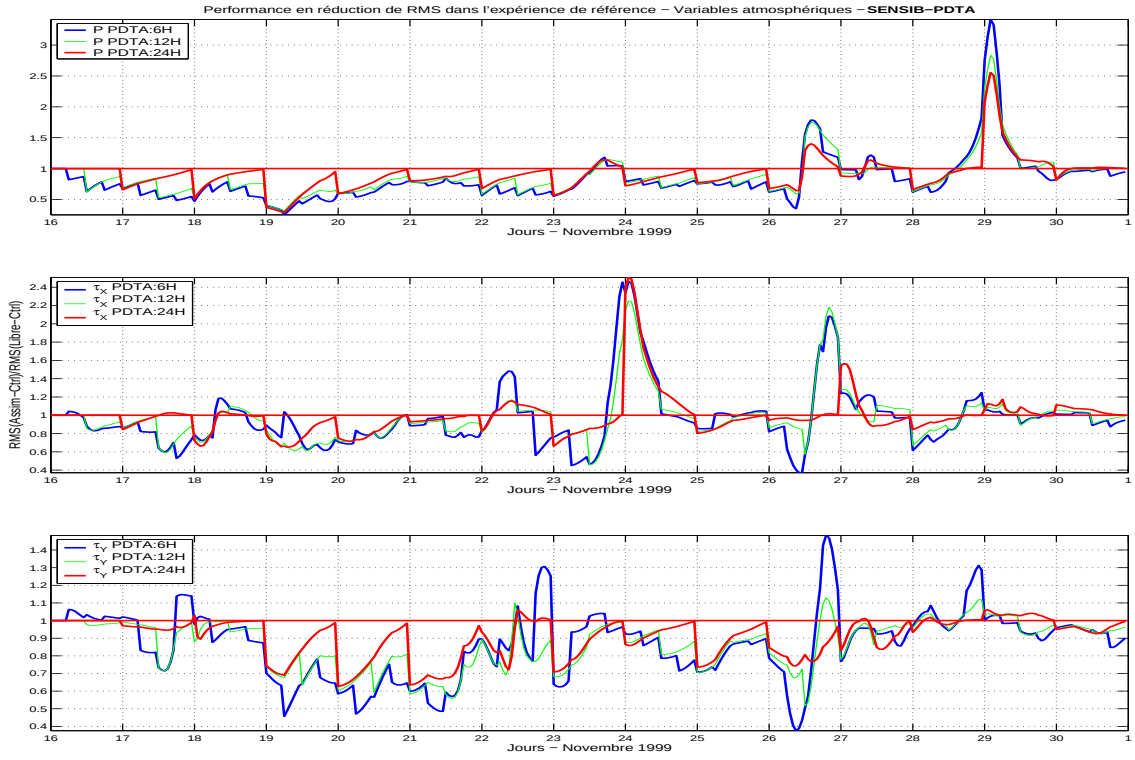


Fig. *5.20* – *Idem pour les variables atmosphériques*

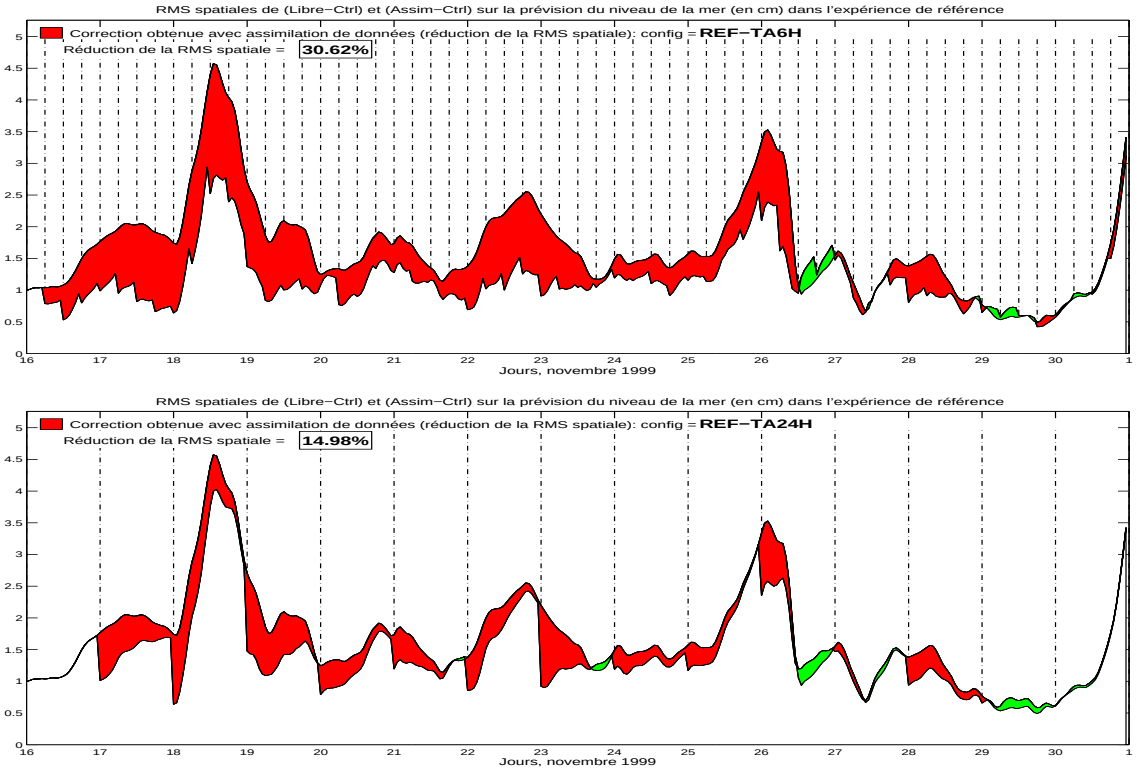


Fig. 5.21 – *Sensibilité au pas de temps d'analyse : analyses à 6h (haut) et 24h (bas) - diagnostic 3 relatif à l'élévation de surface*

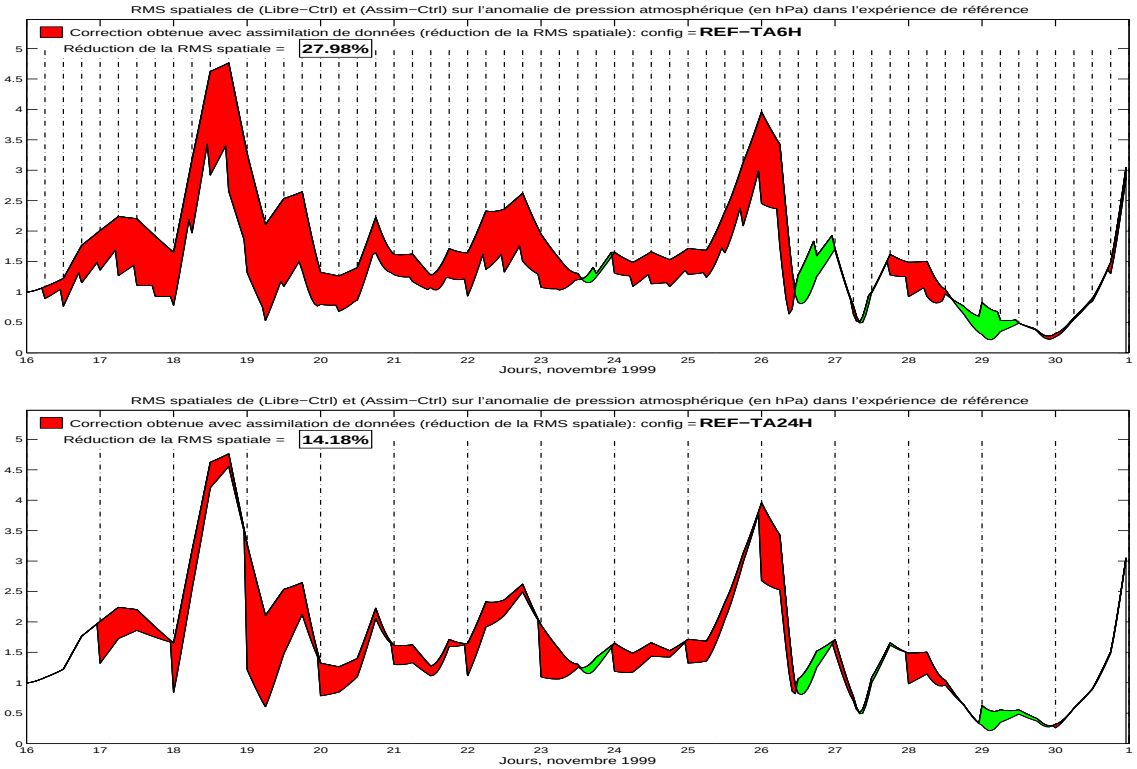


Fig. 5.22 – *Idem pour la pression atmosphérique*

L'impact du choix du pas de temps sur la qualité de la seule prévision a aussi été examiné. Il est en effet important de pouvoir estimer le temps d'oubli de la correction une fois l'analyse effectuée. La *figure 5.23* présente une comparaison des ratio *rms* pour les variables du vecteur d'état dans trois simulations, pour lesquelles les trajectoires évoluent librement à partir du 17 à 12h, respectivement après un cycle de 24h, deux cycles de 12h et quatre cycles de 6h.
Pour l'élévation de surface et la pression, les simulations *10tg-6h* et *10tg-12h*, présentant de meilleurs niveaux de correction le 17 à 12h que la solution *10tg-24h*, font persister cette amélioration pendant 12 à 16 heures avant de rattraper le niveau de correction de la simulation *10tg-24h*. Le gain de correction devient nul 30h après le décrochage en prévision pour l'élévation de surface, et 24h pour la pression, mettant ainsi en évidence le rôle important de la persistence temporelle que nous appliquons à la correction du vecteur d'état. Concernant les vitesses barotropes, le même type de commentaire peut être fait pour la composante zonale, à la différence près que c'est la solution *10tg-24h* qui est la mieux corrigée le 17 à 12h, et qui donne les meilleurs résultats en prévision. La composante méridienne présente quant à elle de meilleures performances en prévision dans les configurations *10tg-6h* et *10tg-12h*, 6h après le décrochage.

On constate donc qu'une baisse de la fréquence d'assimilation à 24h induit logiquement un contrôle moins efficace (mais sans dégradation supplémentaire) de l'erreur. En revanche, un pas de temps de 6h permet certes, de mieux contrôler l'erreur d'élévation et de pression sur la majeure partie de la période (sauf à la fin), mais provoque de plus nombreuses dégradations de la solution, notamment en vitesses. Il est probable qu'en assimilant toutes les 6h, on atteigne les limites de représentativité des covariances d'erreur entre élévation de surface et vitesses, prescrites par les EOFs. A ceci vient s'ajouter aussi le plus faible nombre de données assimilées, donc une perte d'information.
Par ailleurs, l'étude de la performance du système en prévision montre que pour l'instant de décrochage considéré (mais on peut généraliser ce résultat à toute la période), **le système oublie rapidement l'information apportée (en 30h environ)** et que **ce temps d'oubli dépend fortement de la persitence appliquée à la correction atmosphérique (24h)**.

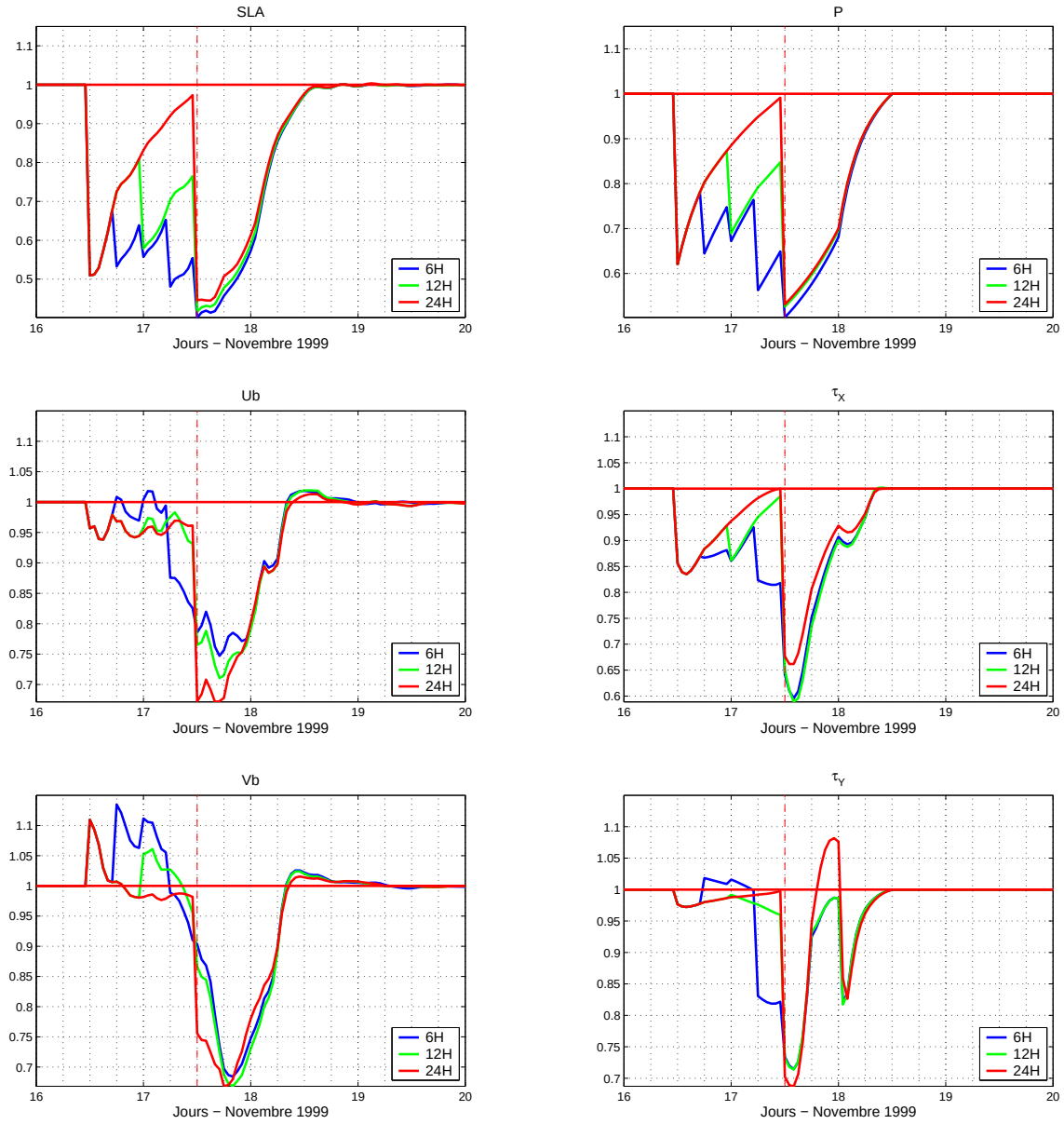


Fig. 5.23 – *Décrochage en prévision le 17 à 12h pour les trois simulations à 6h, 12h et 24h - diagnostic 2 - variables océaniques (gauche) et atmosphériques (droite)*

5.4.2 Impact de la modélisation des statistiques d'erreurs de prévision

La définition du sous-espace d'erreur du modèle représente le point critique de l'étude. En effet, la capacité du schéma d'assimilation à corriger les différentes structures d'erreurs développées par le modèle dépend étroitement de la qualité des relations de covariance d'erreurs entre variables, définies par les EOFs. Il est donc nécessaire de fournir au schéma d'assimilation les "outils" les plus adéquats pour corriger les erreurs de prévision du modèle.

Dans l'expérience jumelle de référence (*10tg-12h*), les EOFs ont été calculés à partir d'une combinaison de membres pris à différents instants de la période d'étude (*Cf. section 3.6*). L'évolution temporelle des erreurs du modèle est donc prise en compte, mais de façon approximative : en effet, pour corriger les structures d'erreur du modèle à un instant d'analyse donné, le code d'assimilation ne dispose pas d'EOFs expliquant l'évolution passée de ces structures, ni d'EOFs représentant précisément les statistiques d'erreur à l'instant considéré. Une seconde base d'EOFs évoluant dans le temps a donc été construite afin d'examiner la sensibilité du schéma à la définition des EOFs. Ces EOFs sont calculés à chaque instant d'analyse prédéfini - dans notre cas toutes les 12h - à partir de tous les membres de l'ensemble *a posteriori*. Pour chacune des analyses, on fournit donc au noyau d'analyse la base d'EOFs spécifique de l'instant considéré.

Les résultats de la simulation *10tg-12h-EOFs(t)* sont présentés dans les *figures 5.24* à *5.27*.
Pour l'élévation de surface et la pression, les corrections obtenues dans la simulation *10tg-12h-EOFs(t)* sont globalement plus efficaces que les corrections de la configuration *10tg-12h* : la réduction d'erreur est plus marquée aux instants d'analyse (*figure 5.24*) ; les pics d'erreurs du 18-19 à 12h et 26 à 00h sont mieux contraints, et le modèle semble aussi mieux contrôlé pendant les deux épisodes dépressionnaires de fin novembre. En revanche, la croissance de l'erreur du modèle est plus rapide que dans le cas de référence, de telle sorte que l'effet des corrections est rapidement oublié, et le niveau moyen de correction augmente peu (il passe d'environ 23.5% à 26.5% pour la SLA, et de 21.5% à 24.0% pour la pression).
Concernant les vitesses barotropes et les tensions de vent, le niveau de correction obtenu dans la simulation *10tg-12h-EOFs(t)* est globalement plus fort que celui de référence : il passe notamment d'environ 14% à 22% et de 5% à 15% pour les vitesses et tensions de vent zonales (non montré). Les corrections sont plus efficaces et les pics d'erreurs du 18-19 et 26 sont aussi mieux contrôlés (*figures 5.26* et *5.27*). Cependant, le modèle est très mal contraint pendant l'épisode dépressionnaire du 26 au 27 novembre, pendant lequel les corrections sont inefficaces ou dégradantes.

Les résultats mitigés concernant l'élévation de surface (la variable principale) et notamment la mauvaise performance en prévision obtenue avec ces EOFs évolutifs (la croissance d'erreur est très rapide), s'expliquent probablement par la représentativité temporelle de ces EOFs :

les statistiques d'erreurs sont calculées à partir d'un seul instant, elles sont donc optimales pour l'instant considéré, d'où les corrections efficaces observées pour la SLA. En revanche, elles ne contiennent aucune information sur l'évolution temporelle des structures d'erreur, et ne permettent donc pas d'influer sur leur devenir. Elles peuvent donc devenir rapidement obsolètes, et générer une augmentation de l'erreur. La prise en compte de l'évolution des erreurs pourrait être améliorée en calculant des EOFs moyens sur plus de 5 instants, ou encore en introduisant dans le vecteur d'état une composante de tendance temporelle des variables, afin d'affiner le contrôle de la trajectoire du modèle après analyse. Un filtre de Kalman d'ensemble pourrait très probablement résoudre ce problème (comme dans Mourre, 2004), puisque ce schéma permet de prendre en compte l'évolution temporelle de l'erreur. Mais le coût numérique d'une telle méthode dépasse largement celui du schéma considéré dans cette étude, et pourrait être limitant pour des applications opérationnelles.

5.4 Sensibilité aux paramètres de la configuration

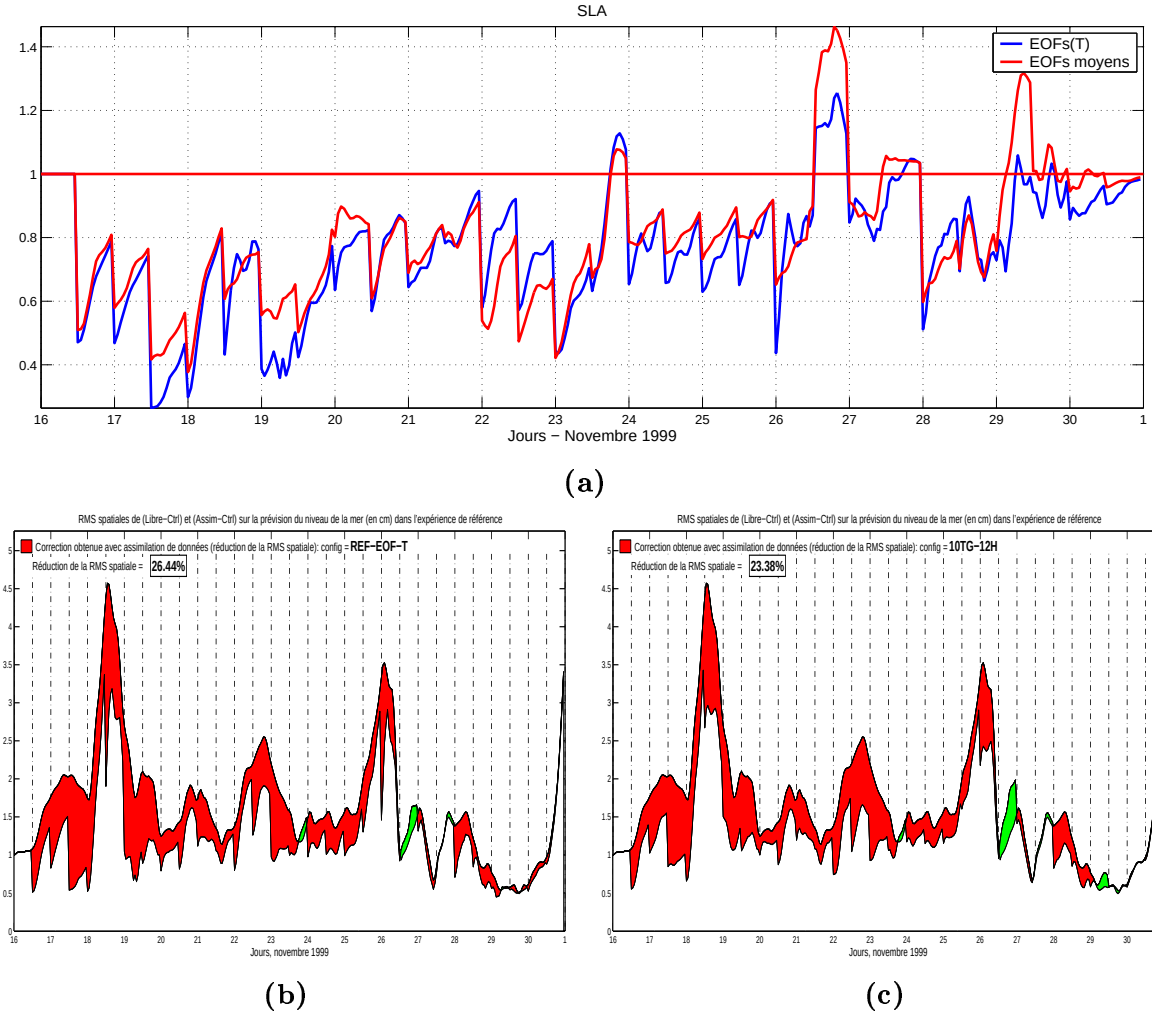


Fig. 5.24 – *Comparaison des configurations 10tg-12h-EOFs(t) et 10tg-12h (élévation de surface).* ***(a)*** *: diagnostic 2 dans le cas d'EOFs évolutifs (bleu) et de référence (rouge).* ***(b)*** *et* ***(c)*** *: diagnostic 3 dans les cas d'EOFs évolutifs et de référence.*

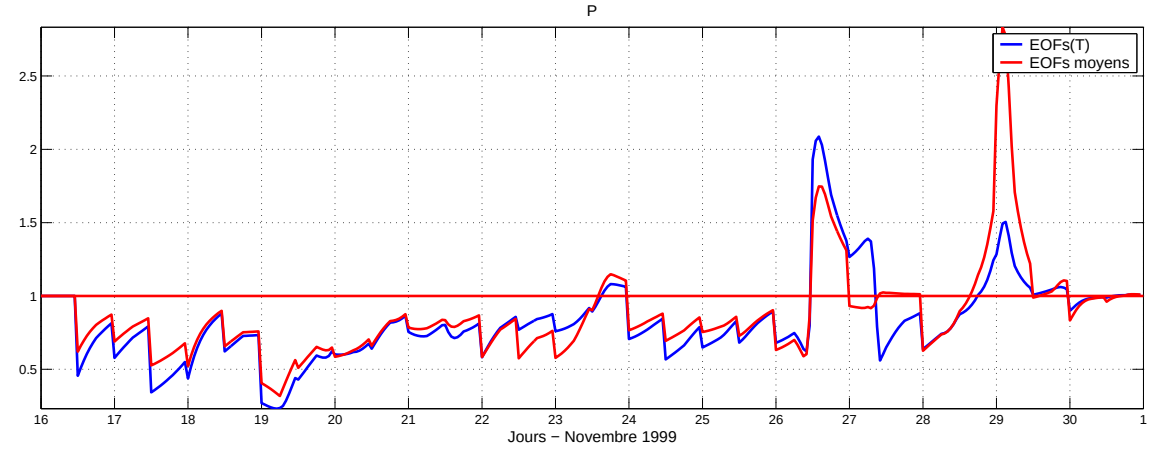
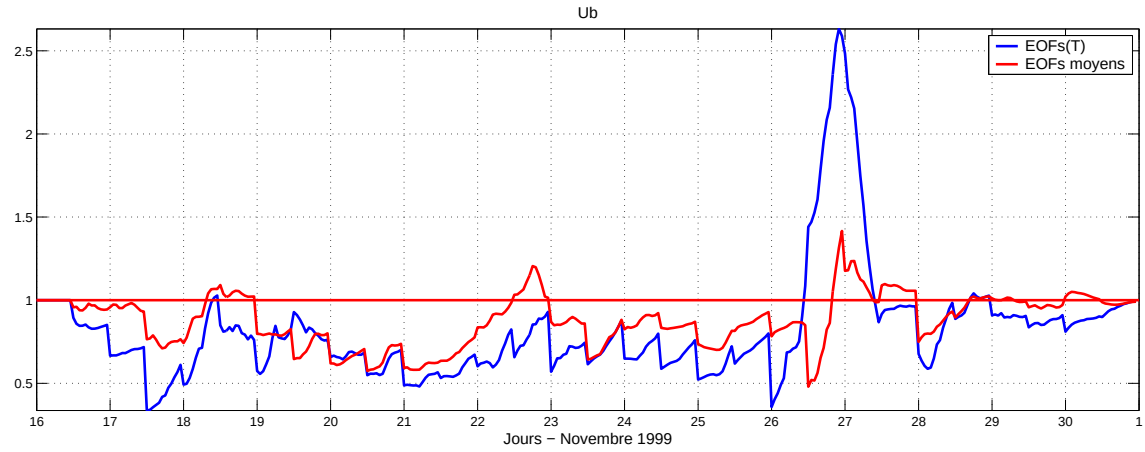
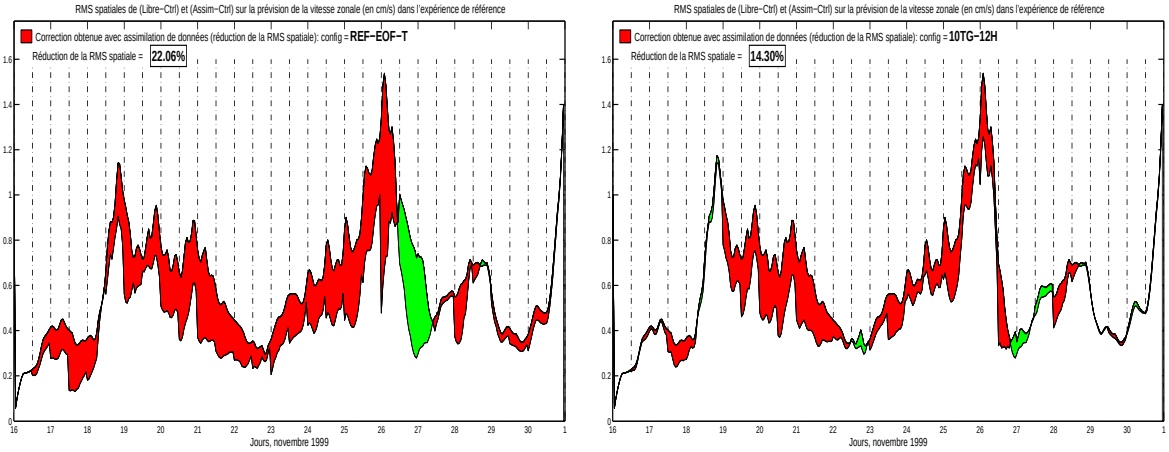


Fig. 5.25 – *Idem pour la pression atmosphérique (diagnostic 2)*



(a)



(b) (c)

Fig. *5.26* – *Idem que la figure 5.24 pour la vitesse zonale.*

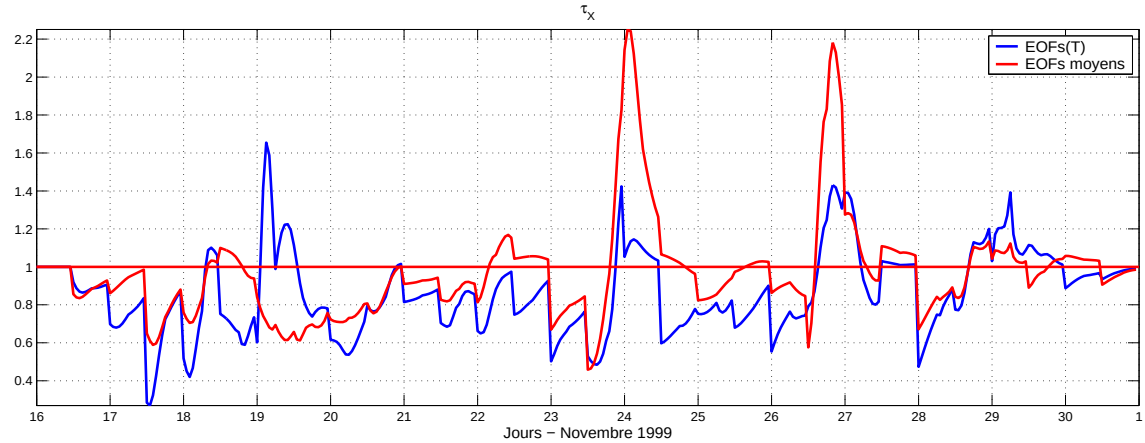


Fig. *5.27* – *Idem pour la tension de vent zonale (diagnostic 2)*

5.4.3 Sensibilité à la variance d'erreur de prévision

Les variances d'erreur de prévision sont prescrites à partir des informations fournies par les valeurs propres associées aux EOFs dans la décomposition en vecteurs et valeurs propres de la matrice $\mathbf{B}^f$ des covariances d'erreur d'ébauche. Ces valeurs propres renseignent sur la variabilité du mode associé et fixent le poids relatif de l'information modélisée par rapport à l'information observée. De leur choix dépend donc aussi la qualité du système d'assimilation.
Dans l'expérience jumelle de référence, ces variances d'erreur ont été fixées au tiers des valeurs propres issues du calcul des EOFs d'ensemble. La discussion suivante justifie ce choix et mesure l'impact de ces grandeurs sur le système d'assimilation. Pour ce faire, nous avons augmenté et diminué ces variances d'erreur d'un facteur 3, puis 6. Par souci de clarté, les tests de sensibilité sont présentés autour des valeurs propres tirées de l'ensemble (soit autour de la simulation *10tg-12h-efstd-clx*).

Examinons pour commencer le diagnostic 1, illustré sur la *figure 5.28.* Sur celle-ci, la simulation *10tg-12h-efstd-clx* correspond à la courbe marquée du symbole $\times$. Il apparaît sur ce graphe qu'une augmentation de la variance d'erreur (courbes marquées des symboles $\circ$ et $\square$) dégrade légèrement la cohérence interne du système puisque les courbes correspondantes s'éloignent de la valeur 0.5 (le diagnostic 1 pour la simulation *10tg-12h-efstd-clx* étant lui-même éloigné de cette valeur). A l'inverse, une baisse de la variance d'erreur (courbes marquées des symboles $\triangleleft$ et $\diamond$) rapproche en moyenne le diagnostic de 0.5 (notons toutefois la présence de pics d'incohérence correspondant aux pics d'erreur du modèle). Selon ce diagnostic, le choix de variance d'erreur le plus adéquat correspond donc à celui que nous avons fait pour la simulation de référence *10tg-12h* ($\sigma^2_{\mathrm{REF},i} = \frac{1}{3}\,\sigma^2_{\mathrm{STD},i}$), et qui en moyenne traduit une "cohérence" de 0.46.

Intéressons-nous maintenant aux autres diagnostics. Deux tendances sont visibles selon les variables considérées : pour les variables "observées" (élévation de surface et plus indirectement la pression via de fortes corrélations entre ces deux grandeurs), la sensibilité à une augmentation de la variance d'erreur est globalement peu marquée. Du 16 au 26, les diagnostics 2, 4 (*figure 5.29*) et 3 (*figure 5.30-**(a)***) montrent en effet une certaine stabilité du niveau de correction et de cohérence du système lorsque la variance d'erreur augmente. Le pourcentage moyen de réduction d'erreur reste de l'ordre de 30% ; de même, le gain moyen de corrélation - non montré - reste stable de l'ordre de 45%. En fin de période toutefois, une dégradation des corrections est visible lorsque l'on augmente ces variances d'erreur de prévision. Le niveau de correction semble donc peu sensible au poids relatif accordé au modèle par rapport aux observations, sauf dans les périodes où la dynamique océanique et atmosphérique est énergétique. A l'inverse, une baisse de la variance d'erreur de prévision provoque une chute notable des taux de correction qui passent respectivement d'environ 33% (configuration *10tg-12h-efstd-clx*) à 23.5% (configuration *10tg-12h*) et 14.5% (configuration *10tg-12h-efstd-clx-*$\frac{1}{6}$) ; on ne note toutefois pas de dégradation de la solution *assimilée*, la baisse étant due essentiellement à de plus faibles corrections. Ce comportement semble logique : en baissant l'erreur de prévision, on donne moins de poids aux

observations, et les corrections calculées sont donc plus faibles.
Pour les vitesses et tensions de vent (non "observées"), l'impact de l'augmentation de la variance d'erreur est très marqué, aussi bien dans le taux de correction que dans la qualité des corrections (*figure 5.30-**(b)***) : on constate une chute du pourcentage de correction qui passe, par exemple pour la vitesse zonale, d'environ 17% (configuration *10tg-12h-efstd-clx*) à 5% (configuration *10tg-12h-efstd-clx-×3*) et -5% (configuration *10tg-12h-efstd-clx-×6*), la dernière valeur négative traduisant une dégradation moyenne de la solution *assimilée* ; cette dégradation du niveau de correction est principalement due à de fréquentes mauvaises corrections (quasiment toutes les 24h) qui dégradent fortement la solution. Quand le poids relatif du modèle augmente, le schéma peine donc à propager l'information des observations de SLA vers les variables indirectement observées, ceci remettant quelque peu en cause la représentativité des EOFs. Notons qu'en baissant les variances d'erreur, le niveau de correction baisse aussi pour ces variables, mais les corrections restent correctes.

Il apparaît finalement que le système est sensible au paramètre de variance d'erreur de prévision, une augmentation de ce paramètre entraînant une perte de cohérence du système associée à des corrections trop fortes et dégradantes. Le choix de variances d'erreur $\sigma^2_{\mathrm{REF},i} = \frac{1}{3}\,\sigma^2_{\mathrm{STD},i}$ semble donc le plus approprié à notre étude.

5.4 Sensibilité aux paramètres de la configuration

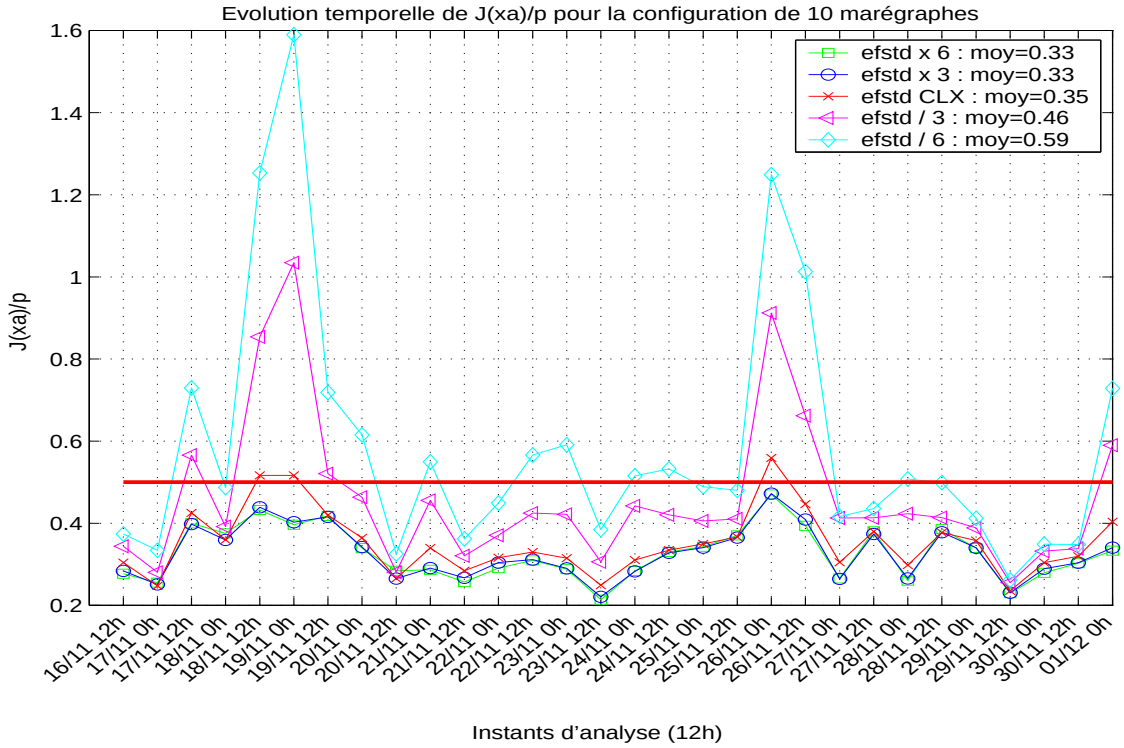


Fig. *5.28* – *Diagnostic 1 pour les tests de sensibilité aux variances d'erreur de prévision.*

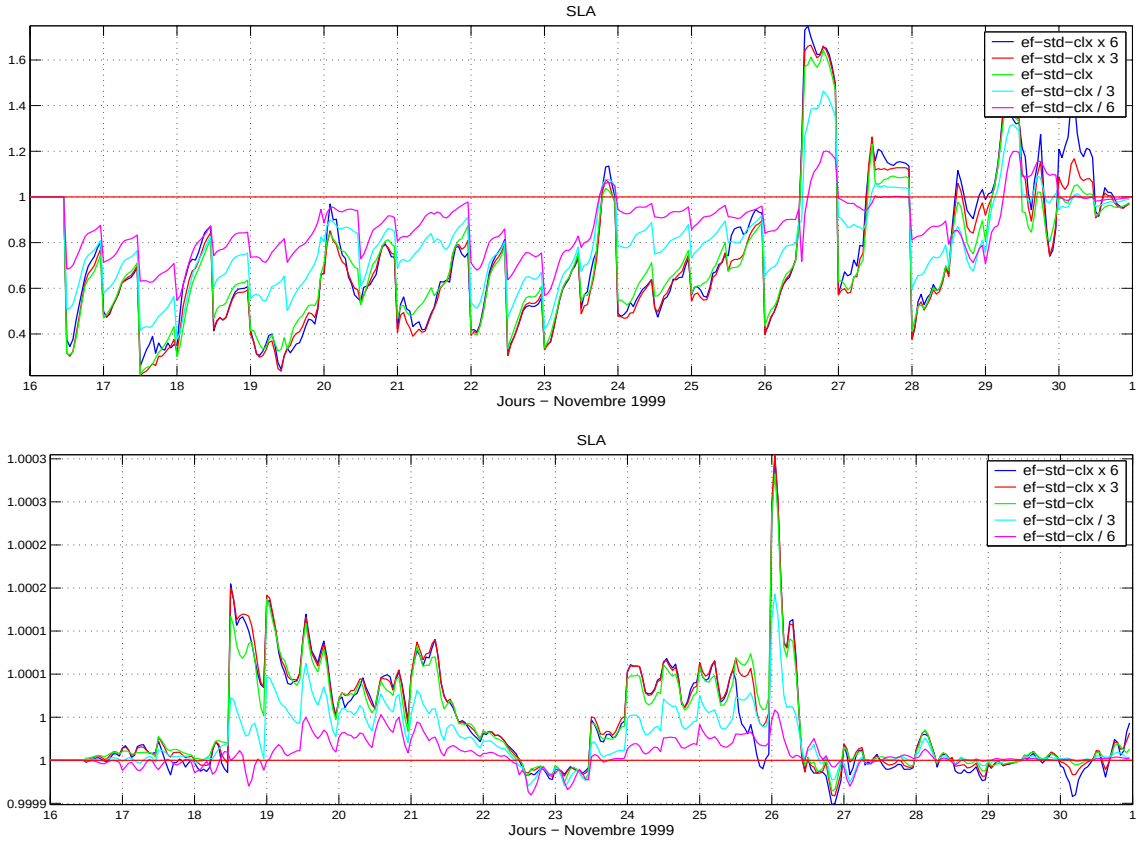


Fig. *5.29* – *Diagnostics 2 (haut) et 4 (bas) en élévation de surface pour les tests de sensibilité aux variances d'erreur de prévision.*

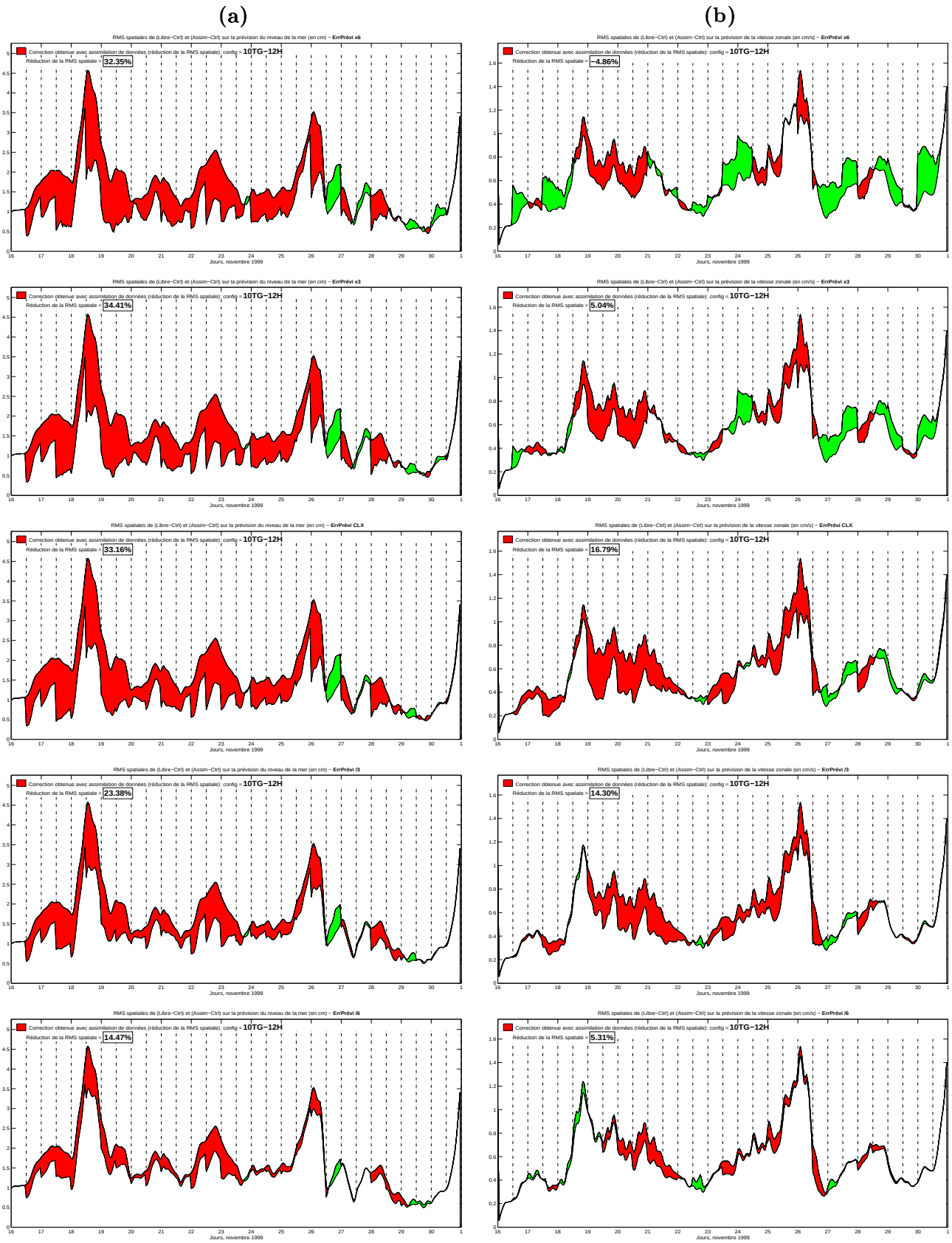


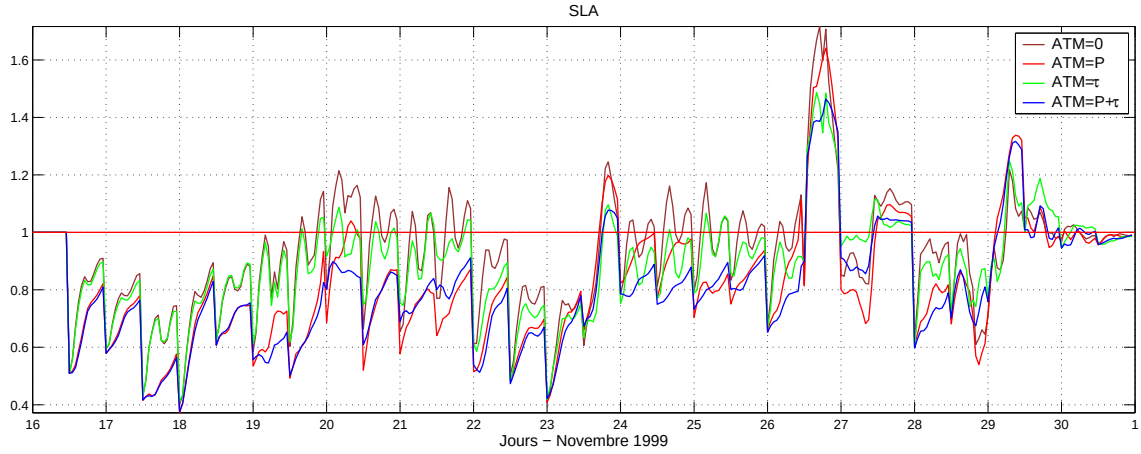
Fig. *5.30* – *Diagnostic 3* ***(a)*** *en élévation de surface et* ***(b)*** *en vitesse zonale, pour les tests de sensibilité aux variances d'erreur de prévision : de haut en bas, erreur de prévision standard facteur 6, 3, 1,* $\frac{1}{3}$ *et* $\frac{1}{6}$.

5.4.4 Corrections atmosphériques

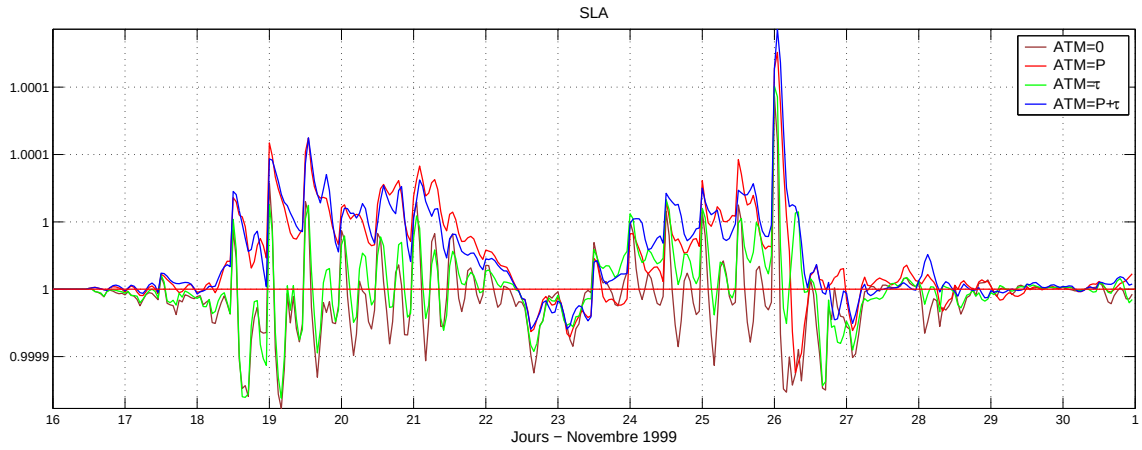
Le vecteur d'état prescrit pour cette étude est composé des trois variables océaniques et des trois composantes atmosphériques, comme nous l'avons présenté dans la *section 4.2.2.1.* Les variables atmosphériques perturbées sont donc corrigées à partir d'observations d'élévation de surface projetées sur la base d'EOFs d'erreurs atmosphériques présentant des covariances notables avec les structures d'erreurs océaniques (*Cf. section 3.5.2*). Ce type de méthode permettant d'estimer certains paramètres d'un modèle par l'assimilation de données dans ce modèle a par exemple été développé par Das and Lardner (1991) qui estiment le paramètre de friction de fond et la hauteur d'eau dans un modèle barotrope idéalisé par assimilation de données d'élévation de surface. Plus récemment, Mourre *et al.* (2004), dans leur étude de sensibilité du modèle MOG2D aux erreurs bathymétriques par méthode d'ensemble (le paramètre perturbé est donc la topographie), ont tenté de corriger la bathymétrie par assimilation de données d'élévation de surface, grâce à un filtre de Kalman d'ensemble. Leurs résultats, quoique préliminaires et obtenus dans des configurations d'expérience simples, montrent une amélioration significative de la bathymétrie. Cependant, nous précisons que notre but n'est pas d'améliorer les variables atmosphériques, mais plutôt de les contrôler : en effet, le vecteur d'état initialement choisi pour notre étude n'était composé que des variables océaniques, mais des tests ont mis en évidence l'importance du contrôle des variables atmosphériques dans notre problème. Les expériences suivantes permettent donc d'examiner l'impact des corrections atmosphériques sur le contrôle des variables océaniques et justifient *a posteriori* notre choix final du vecteur d'état.

Les *figures 5.31* à *5.34* présentent différents diagnostics pour ces tests.
Concernant l'élévation de surface, la correction de pression atmosphérique a un impact majeur sur la qualité du contrôle de cette variable : en l'absence de correction de pression (*figure 5.31-**(a)***), et bien qu'elle soit efficacement corrigée, la trajectoire *assimilée* du modèle est très peu contrôlée. L'erreur *rms* résiduelle augmente en effet très rapidement, en moyenne de 20% à 40% en moins de 3h, et implique que la correction est très rapidement oubliée et donc que les prévisions du modèle sont mauvaises (malgré la persistence de la correction océanique appliquée aux frontières). La solution *assimilée* tend donc à rejoindre rapidement la trajectoire *libre* mais oscille autour de celle-ci, entrant en quelque sorte dans un régime transitoire vers le niveau de la solution *libre* (les oscillations faiblissent avant la correction suivante). Ce comportement oscillant est aussi visible sur le diagnostic de corrélation (*figure 5.31-**(b)***) : chaque correction entraîne une amélioration de la cohérence des structures d'élévation de surface, suivie d'une oscillation autour du niveau zéro du gain de corrélation. Précisons aussi que dans cette configuration, l'assimilation génère en moyenne une décorrélation des structures d'élévation de surface des solutions *assimilée* et *contrôle* (le gain est alors de l'ordre de -7.0%).
Lorsque la pression est corrigée, le comportement est tout autre, et la croissance d'erreur est diminuée d'environ un facteur 2 : durant le cycle du 22-12h au 23 novembre, l'erreur *rms* résiduelle augmente ainsi de 15% pour la solution en pression corrigée, au lieu de 30% pour la solution sans correction atmosphérique (*figure 5.31-**(a)***). Le pourcentage de réduction d'erreur

augmente aussi de façon significative, passant de 10.5% à 21.5% (*figure 5.32* ***(a)*** *et* ***(b)***). La cohérence des structures océaniques est largement stabilisée et améliorée (*figure 5.31-****(b)***) , le gain en cohérence augmentant d'environ -7% à 22.0% (non montré).
L'impact de la correction de tension de vent seule améliore légèrement les statistiques de correction de l'élévation de surface, mais le même manque de contrôle reste visible.



(a)



(b)

Fig. *5.31* – *Diagnostics 2* ***(a)*** *et 4* ***(b)*** *en élévation de surface, pour les tests de sensibilité aux corrections atmosphériques : 4 types de corrections atmosphériques i.e. pas de correction (*ATM=0*), correction de pression (*ATM=P*), de tension de vent (*ATM=τ*) ou des deux (*ATM=P+τ*).*

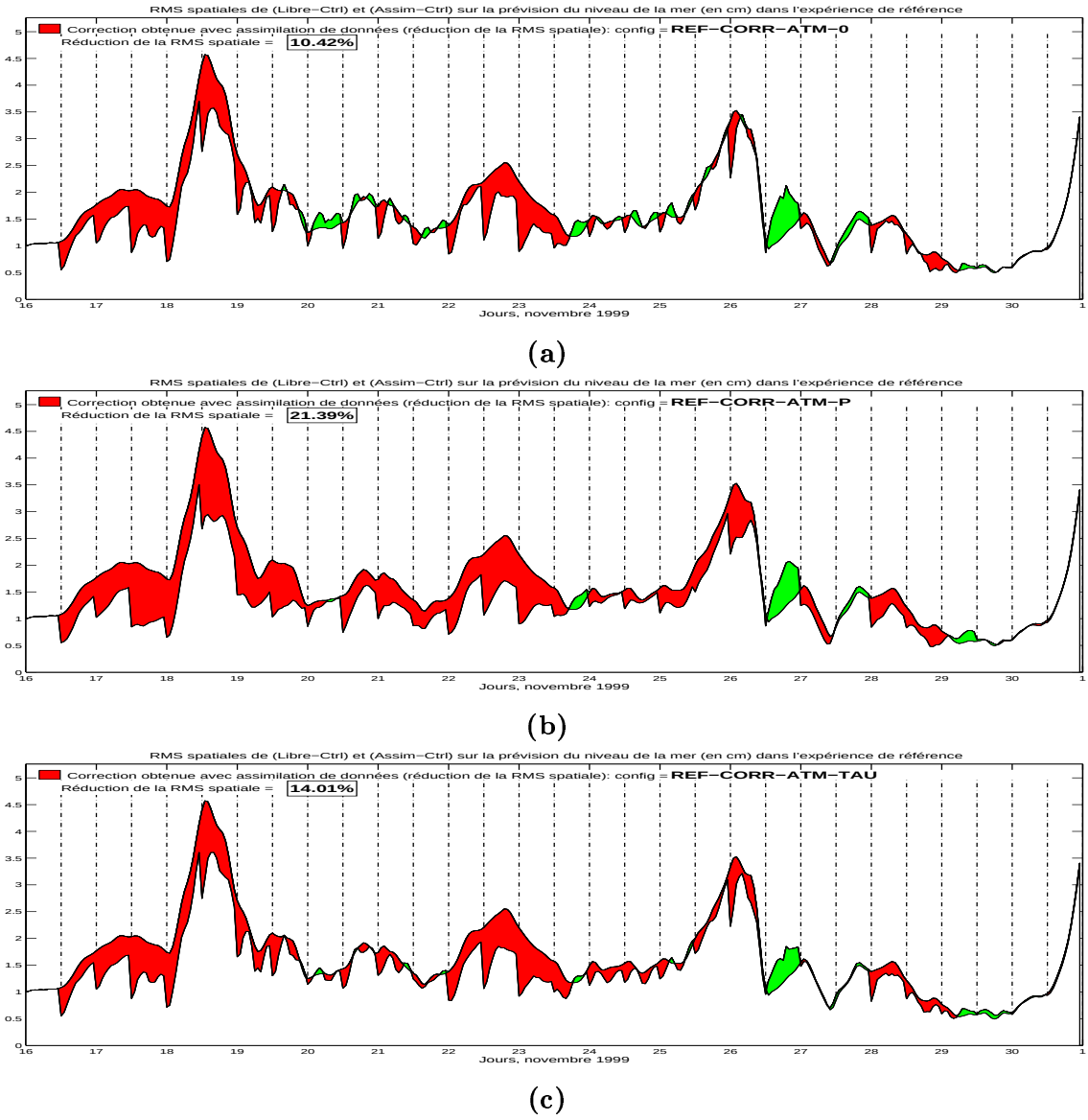
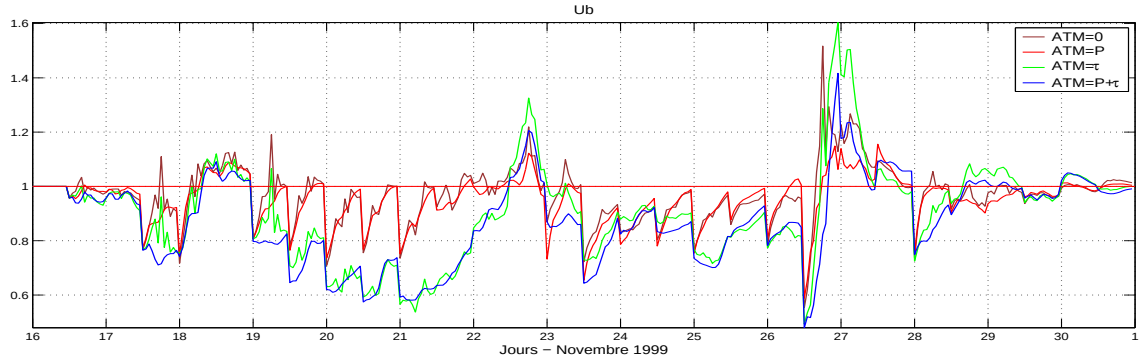


Fig. *5.32* – *Diagnostic 3 en élévation de surface* ***(a)*** *pour une correction atmosphérique nulle,* ***(b)*** *une correction de pression,* ***(c)*** *une correction de tension de vent.*

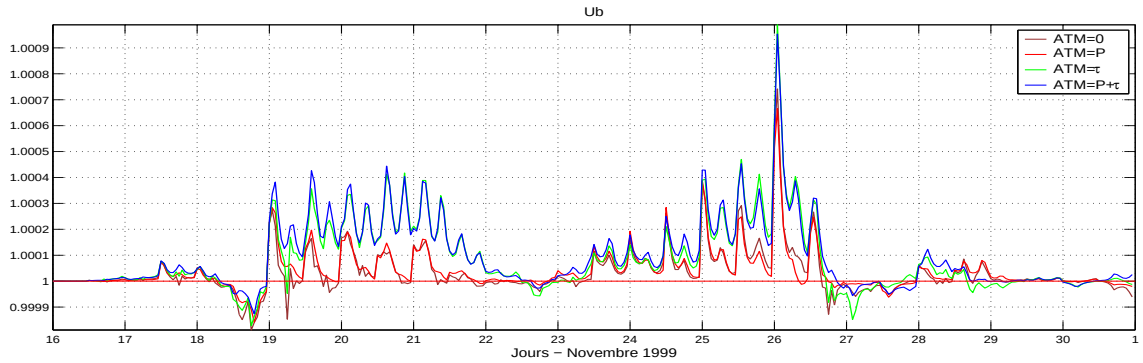
La qualité du contrôle des **vitesses océaniques** est essentiellement améliorée par les corrections de tensions de vent : sans ces corrections, la même croissance d'erreur rapide est visible sur la *figure 5.33-**(a)***. Les corrections de tension de vent améliorent non seulement la croissance de l'erreur résiduelle, mais aussi l'efficacité des corrections (*figure 5.34*). La correction de pression apporte une légère amélioration en terme de réduction d'erreur, et "lisse" la trajectoire *assimilée*, aussi bien en vitesse qu'en élévation de surface.

L'analyse des simulations *libre* et *contrôle* (*section 5.2*) mettait en évidence le contrôle de l'erreur océanique par l'erreur atmosphérique. Ces tests de sensibilité confirment en quelque sorte ce résultat précédemment illustré, et démontrent qu'**il n'est pas suffisant de corriger l'erreur océanique pour contrôler le modèle, et qu'il est nécessaire de corriger aussi le forçage atmosphérique**.

Cependant, dans cette étude, la rétro-correction de l'atmosphère n'a pas pour but d'améliorer les structures atmosphériques, mais à terme - en utilisant un modèle océanique plus complet (barocline, tel que le futur modèle 3D UGO) - les structures atmosphériques pourraient être sinon améliorées, du moins adaptées dans une étude similaire à la notre (à l'instar du modèle météorologique du Centre Européen qui inclut un modèle de vagues WAM (Komen *et al.*, 1994) assimilé, afin de mieux modéliser les interactions océan-atmosphère, et notamment mieux prendre en compte l'impact des efforts de friction des vagues océaniques sur le flux atmosphérique pour améliorer les prévisions de vent.
Ces résultats sont en soi assez logiques : après correction, les structures océaniques de la solution *assimilée* ne sont plus en équilibre avec les forçages atmosphériques imposés (forçages de la simulation *libre*) ; or, la réponse dynamique de l'océan au forçage atmosphérique est très rapide (de l'ordre de 6h pour la réponse barotrope au vent et la réponse isostatique à la pression). Par conséquent, l'océan tend à retourner rapidement vers sa solution d'équilibre selon un régime transitoire d'oscillations. La correction atmosphérique rétablit donc cet équilibre océan-atmosphère, et stabilise la réponse du modèle.



(a)



(b)

Fig. *5.33* – *Idem que la figure 5.31 pour la vitesse zonale.*

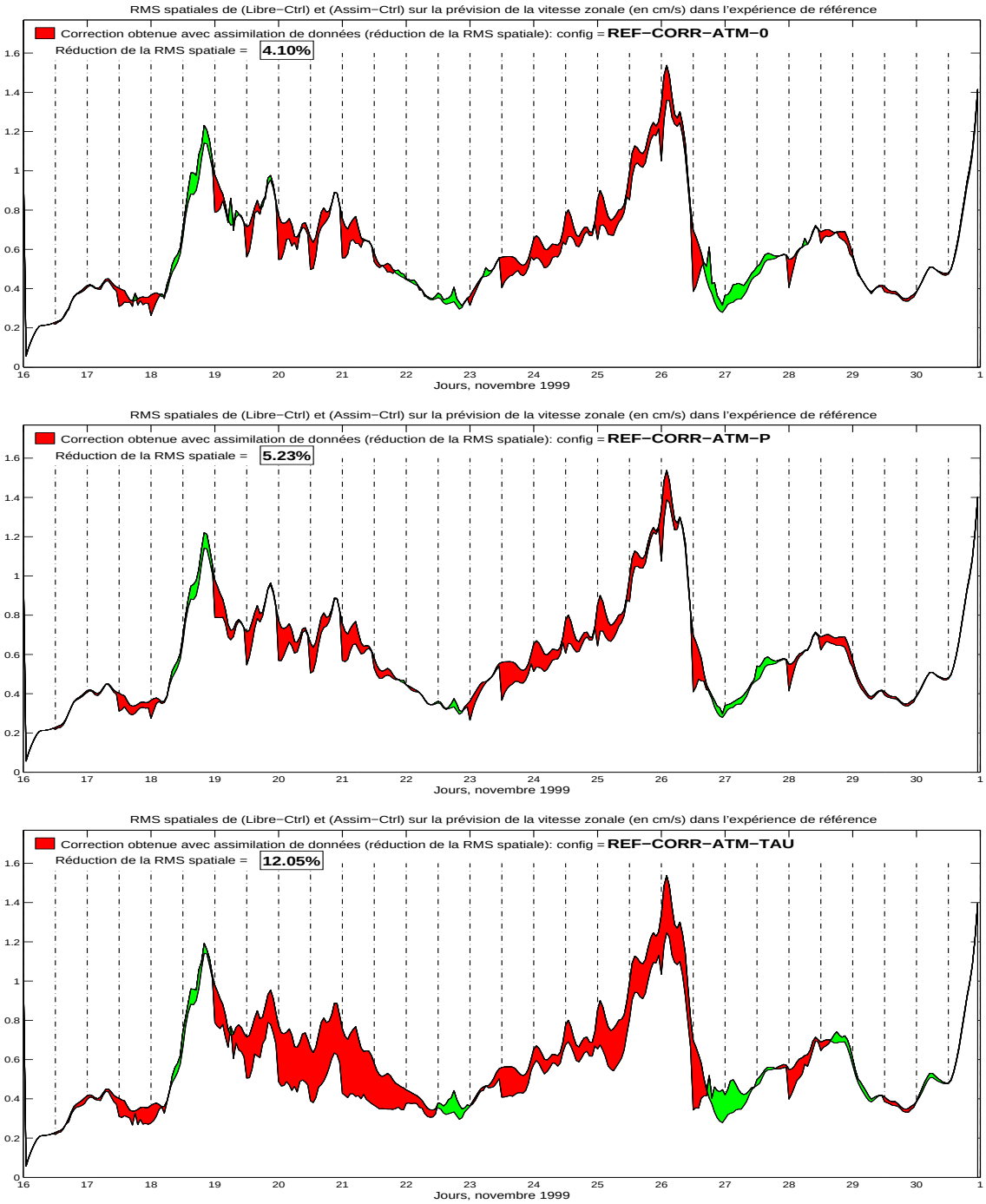


Fig. *5.34* – *Idem que la figure 5.32 pour la vitesse zonale.*

Chapitre 6

Potentiel de correction des réseaux d'observation

Sommaire

6.1 Objectifs 164

6.2 Potentiel de correction de réseaux marégraphiques 164

6.2.1 Structure spatiale et efficacité de la correction à un instant donné . . . 164

6.2.2 Evolution temporelle de la solution assimilée 170

6.2.3 Statistiques spatio-temporelles sur le contrôle de l'erreur 171

6.3 Réseaux de satellites 174

6.3.1 Corrections obtenues pour un seul satellite 174

6.3.2 Performances d'une constellation de satellites 181

6.3.3 Statistiques spatio-temporelles sur le contrôle de l'erreur 185

6.4 Réseaux de radars et bouées 188

6.4.1 Structure spatiale et efficacité de la correction à un instant donné . . . 188

6.4.2 Evolution temporelle de la solution assimilée 191

6.5 Combinaisons des réseaux 193

6.5.1 Performances des configurations marégraphes+satellites 193

6.5.2 Performances des réseaux marégraphes/radars+bouées 195

6.5.3 Réseau global 196

6.6 Récapitulatif des statistiques spatio-temporelles sur le contrôle de l'erreur 198

6.1 Objectifs

Nous abordons dans ce chapitre la comparaison de différents réseaux d'observation réalistes dans le cadre des OSSEs. Notre étude étant très similaire à celle du travail de thèse de Baptiste Mourre (2004), nous avons décidé d'adopter le même type de protocole d'étude que lui pour les différents réseaux testés dans ce travail. De même, quand cela est possible et pertinent, nous comparons nos résultats aux siens.
Un premier paragraphe est consacré aux réseaux marégraphiques, suivi d'une section dédiée à la comparaison de réseaux altimétriques. Dans une troisième partie, l'impact de l'assimilation de données de vitesses est examiné dans le cadre de réseaux de radars HF et de bouées eulériennes. Enfin, des expériences sont menées avec des réseaux combinés.

6.2 Potentiel de correction de réseaux marégraphiques

les réseaux de marégraphes étudiés dans cette section sont présentés au *paragraphe 4.5.1.*

6.2.1 Structure spatiale et efficacité de la correction à un instant donné

Dans un premier temps, la structure spatiale de la correction obtenue à un instant donné est examinée pour les trois réseaux de 4, 10 et 21 marégraphes (nommés dans la suite *4tg-12h*, *10tg-12h* et *21tg-12h*, la fréquence d'assimilation étant fixée à 12h). Les résultats en élévation de surface et vitesses barotropes sont illustrés sur les *figures 6.1* et *6.2* pour la correction du 20 novembre à 12h. Nous précisons qu'à cette date, les trois simulations présentées ont déjà été corrigées, notamment le 20 à 00h : l'erreur avant correction n'est donc pas égale à l'erreur "réelles" (*libre-contrôle*) ; en revanche, le niveau d'erreur est sensiblement le même dans les trois simulations (voir la *figure 6.6*) ce qui justifie cette comparaison.
A l'instant considéré, les structures d'erreur "réelles" en **élévation de surface** sont localisées sur les côtes atlantiques françaises (+2 cm) et sur les côtes sud de l'Irlande et de l'Angleterre (-2.5 à -3 cm). Le réseau de 4 marégraphes permet de réduire convenablement l'erreur dans la Manche (3 des 4 marégraphes y sont situés), mais ne génère qu'une très légère baisse de cette erreur le long des côtes françaises du Golfe, aucune observation n'étant disponible dans cette zone. La couverture spatiale plus dense du réseau de 10 marégraphes, notamment sur le pourtour du Golfe de Gascogne, assure une meilleure correction de l'erreur dans cette zone (de l'ordre de 1 cm). L'erreur en Manche est aussi réduite (-1 cm sur les côtes anglaises), mais on note une augmentation de l'erreur dans la baie du Mont Saint-Michel. Nous rappelons à cette occasion qu'aucune localisation n'est imposée à la correction calculée à partir des EOFs, de telle sorte que celle-ci est appliquée à tout le domaine. Or le second EOF dominant d'élévation HF (*Cf section 3.6.1.3*) présente une zone de variabilité dans la baie de Saint-Brieuc, ainsi qu'à

Santander, l'un des quatre marégraphes. On peut donc supposer que l'information obtenue sur la côte espagnole a pu influencer la correction dans la baie du Mont-Michel. La mise en place d'un mécanisme de localisation de la correction permettrait probablement de limiter ce type de phénomène. La correction obtenue avec le réseau de 21 marégraphes améliore encore la solution dans le Golfe (six marégraphes supplémentaires y sont assimilés) et dans quasiment toute la Manche.

Concernant les vitesses (*figure 6.2*), les structures d'erreur sont similaires aux structures moyennes typiques de la *carte 3.9*, une structure supplémentaire se développant à l'entrée de la Mer d'Irlande (la zone d'erreur se développant dans le coin nord-ouest du domaine est aussi visible, mais étant donnée la proximité du coin frontière, la correction de cette structure d'erreur ne sera pas commentée). Les trois configurations marégraphiques assurent une réduction efficace de l'erreur sur quasiment tout le domaine, la correction étant optimale avec le réseau *21tg-12h* (on note cependant que la correction génère une structure d'erreur circulaire sur le Nord-Ouest du plateau continental. Cette structure est probablement la signature de plusieurs modes d'erreur de vitesse dans cette zone ; la même remarque concernant les localisations de la correction s'applique donc aussi ici.

L'efficacité de la correction a également été examinée en un autre instant, le 26 novembre à 00h (*figures 6.3* et *6.5*). Le maximum d'erreur en **élévation de surface** est encore situé dans le Golfe (on rappelle que les erreurs sont peu élevées en Manche pour les simulations *libre* et *contrôle* choisies), mais son amplitude atteint ici -6 cm. Une autre structure d'erreur s'est développée en Manche, de plus faible amplitude, de l'ordre de 1.5 cm. Le niveau d'erreur sur le Golfe est efficacement réduit par les 3 réseaux de marégraphes, et baisse successivement d'environ 15%, 35% et 45%. En Manche, la réduction d'erreur est peu marquée, même pour le réseau le plus dense. Ce résultat est quelque peu étonnant car la structure d'erreur en Manche est bien représentée par l'EOF d'erreur d'élévation HF dominant ; si celui-ci est excité, il devrait permettre de corriger cette structure. Après examen, ce sont les modes 1 et surtout 3 qui sont excités lors de cette analyse (non montré) : la correction haute-fréquence générée à partir des ces deux EOFs serait efficace pour réduire l'erreur en Manche, mais la correction basse fréquence associée atténue son effet dans cette zone, comme l'atteste la *figure 6.4*. La réduction d'erreur est donc principalement à grande échelle sur le Golfe, la Manche demeurant peu corrigée.

L'erreur de **vitesse**, maximale le long des côtes sud britanniques (+3 $cm.s^{-1}$), à l'entrée de la Mer d'Irlande (+1.5 $cm.s^{-1}$) et sur la côte Cantabrique (+3.0 $cm.s^{-1}$), est aussi bien contrôlée par les réseaux marégraphiques : si le réseau *4tg-12h* ne permet qu'une très légère correction, les deux réseaux plus denses réduisent significativement le niveau d'erreur dans toutes les zones citées, notamment en Manche et sur les côtes espagnoles, où la baisse est de l'ordre de 50%. Quelques cellules d'erreurs subsistent après correction, par exemple au Cap Lizard et face au Cotentin, et d'autres apparaissent sur le Plateau de Rochebonne.

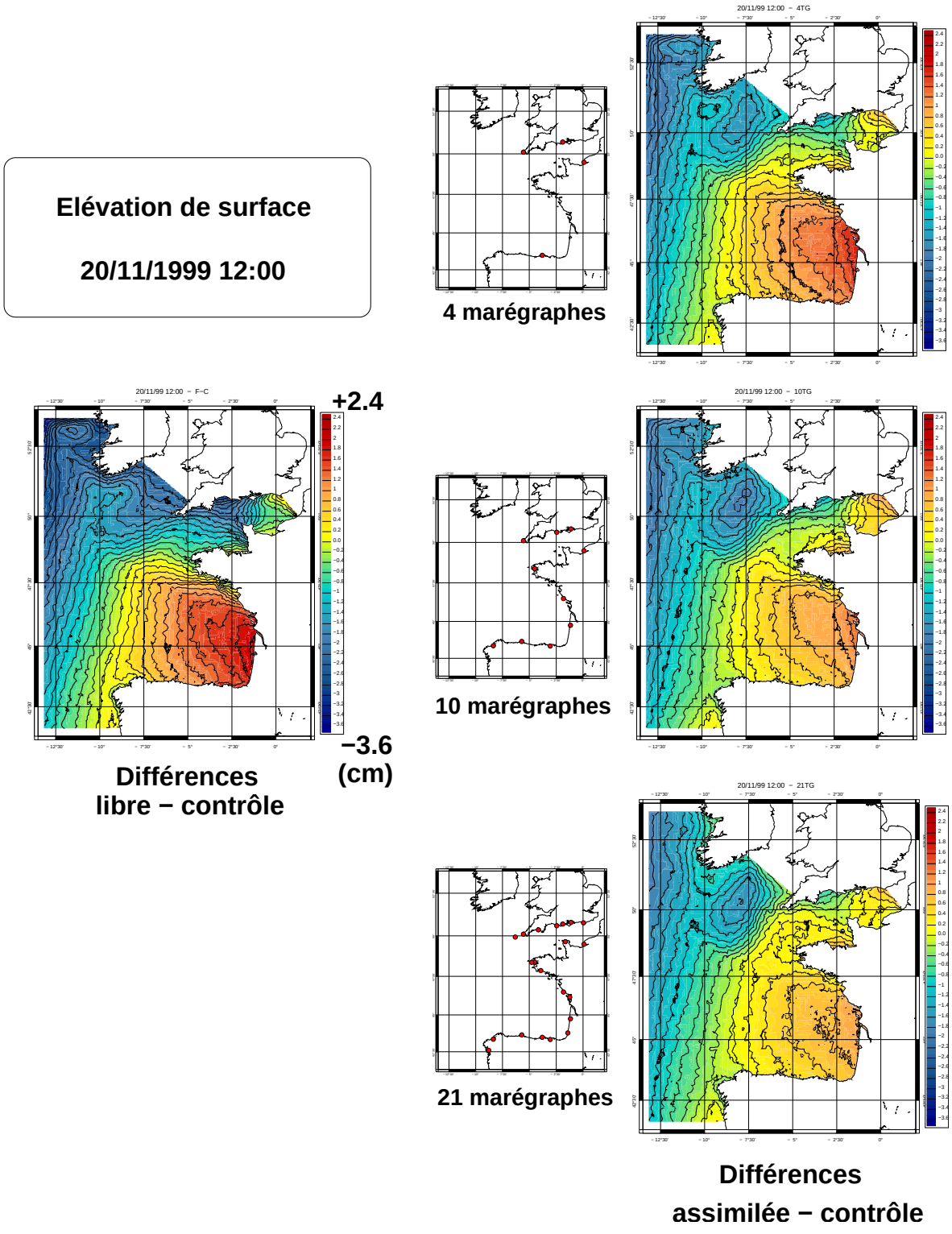


Fig. *6.1* – *Illustration de la correction en élévation de surface le 20 novembre à 12h, pour les trois réseaux de marégraphes - le "jaune-vert" représente le zéro*

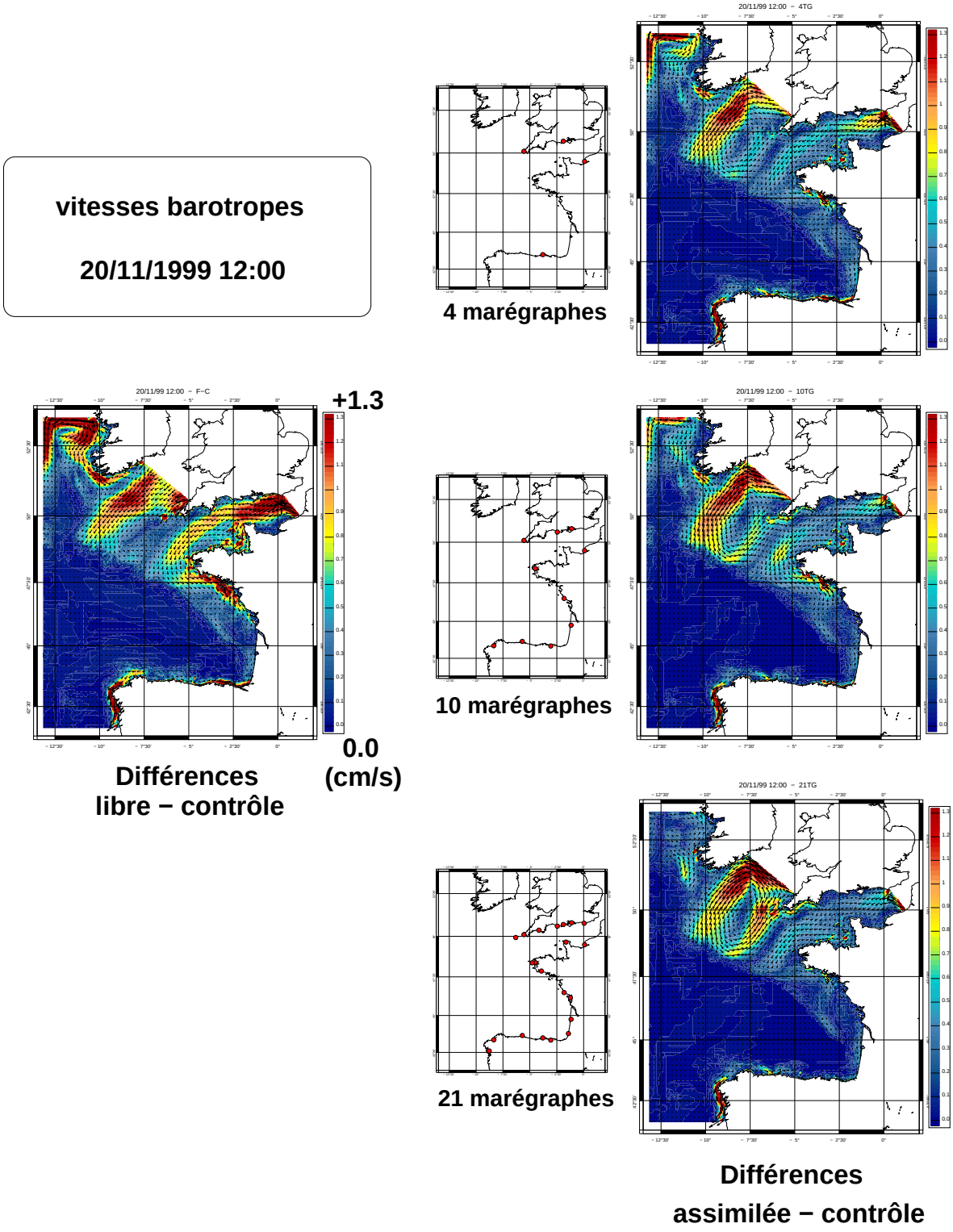


Fig. *6.2* – *Idem pour les vitesses.*

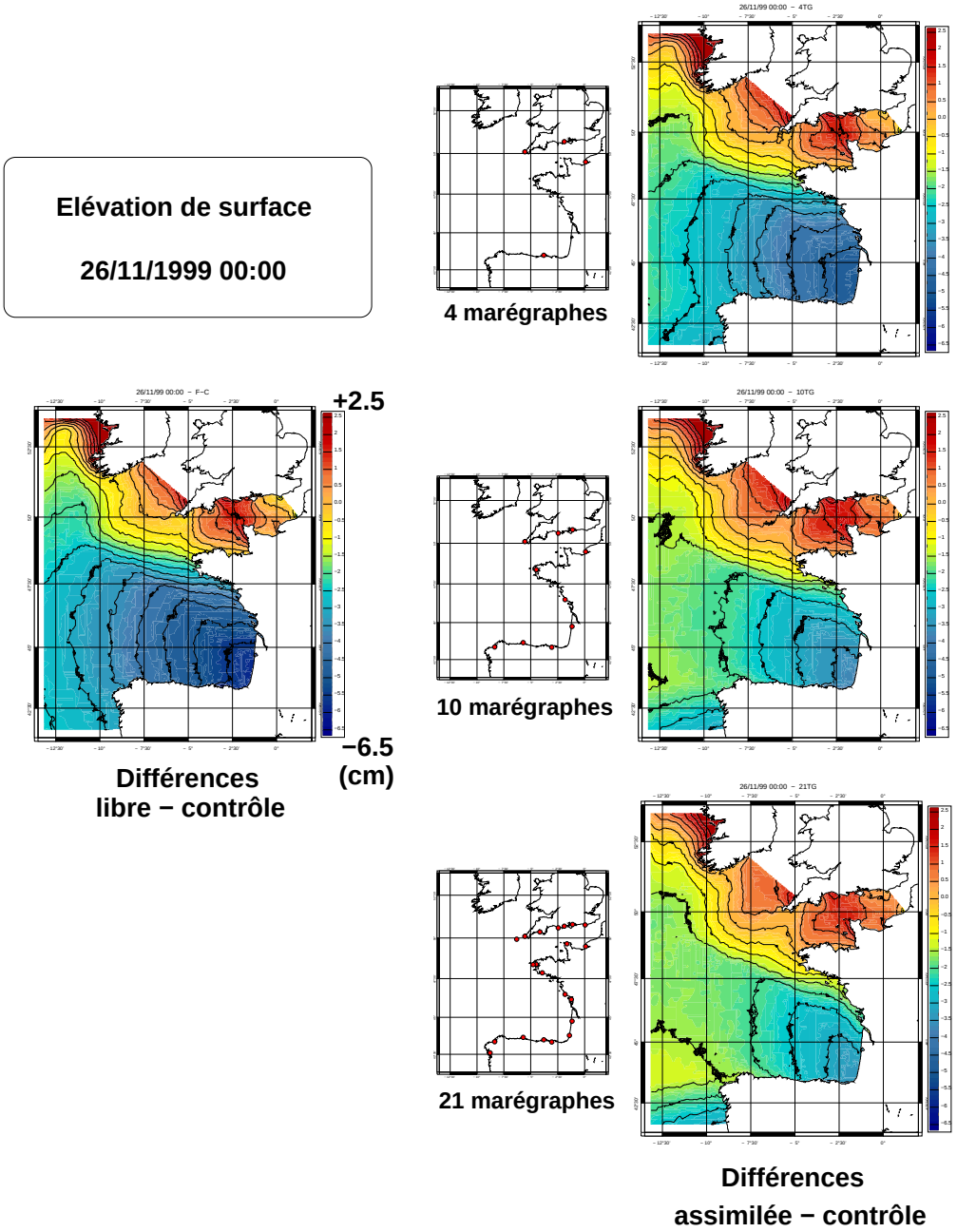


Fig. *6.3* – *Illustration de la correction en élévation de surface le 26 novembre à 00h, pour les trois réseaux de marégraphes - le "jaune-orangé" représente le zéro*

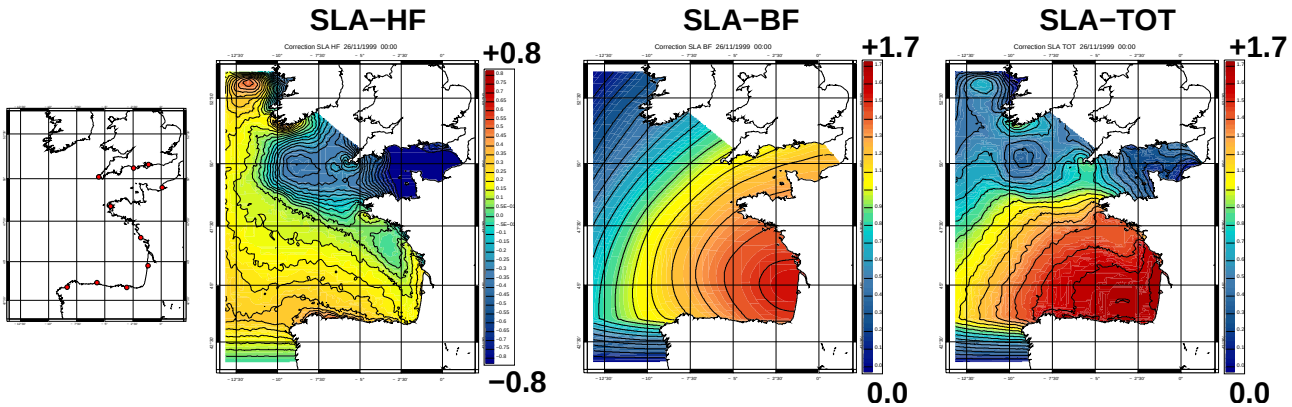


Fig. *6.4* – *Corrections haute-fréquence, basse-fréquence et complète en élévation de surface le 26 novembre à 00h, pour le réseau de 10 marégraphes.*

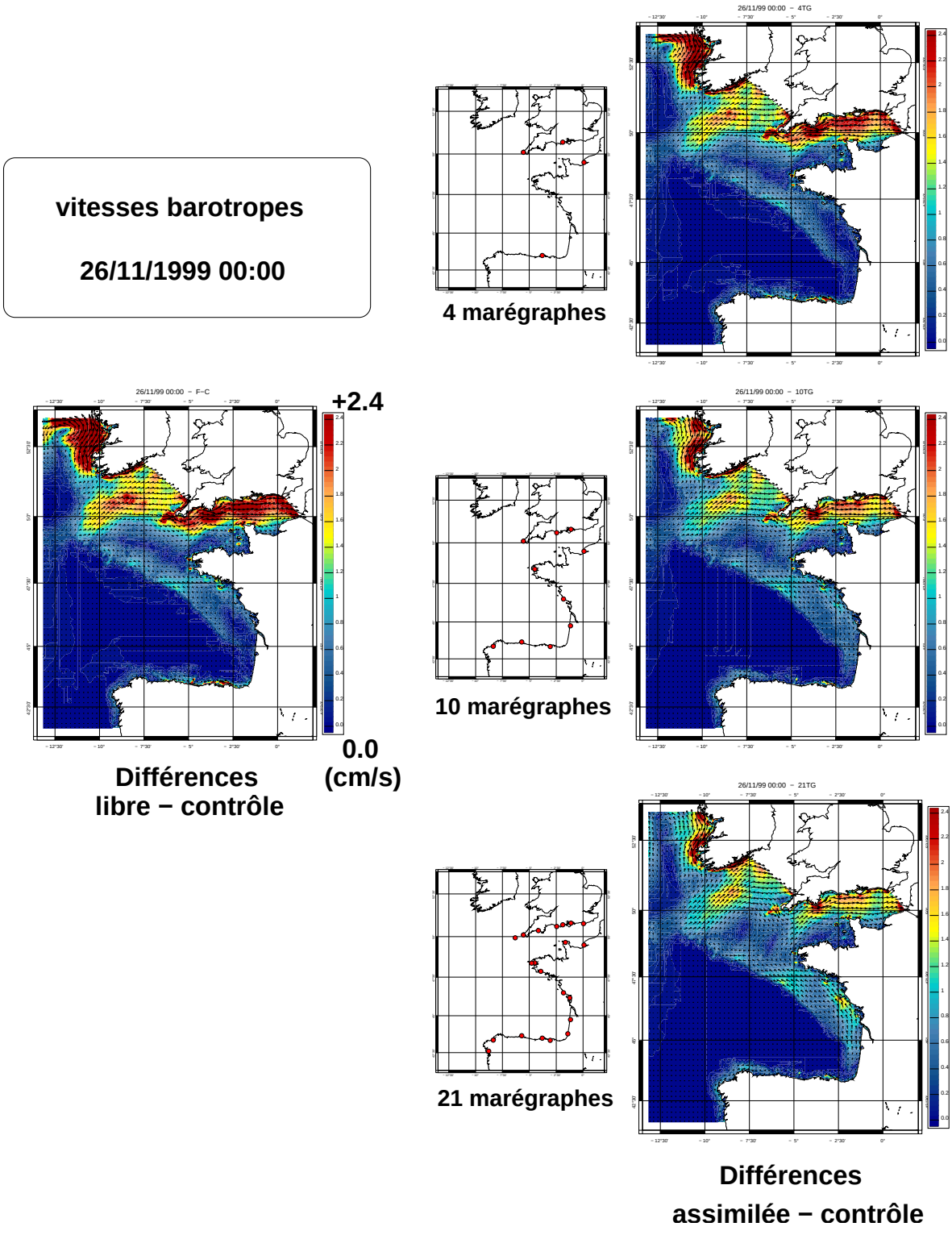
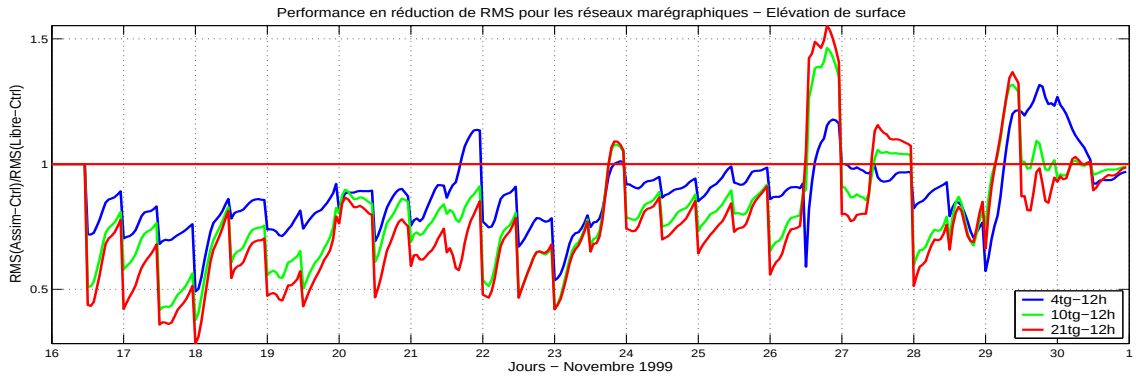


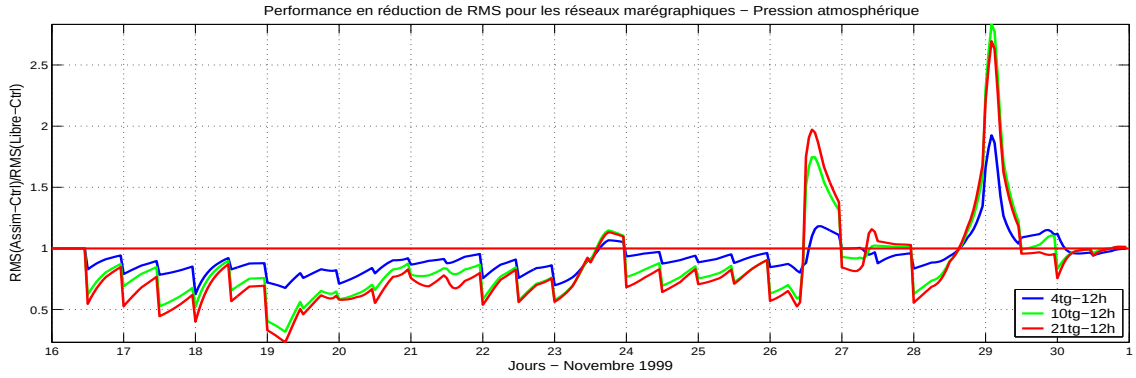
Fig. *6.5* – *Illustration de la correction en vitesses le 26 novembre à 00h, pour les trois réseaux de marégraphes*

6.2.2 Evolution temporelle de la solution assimilée

Le diagnostic 2 (*figure 6.6*) confirme la réduction du niveau d'erreur en élévation de surface avec l'augmentation du nombre de marégraphes. Les corrections et les performances en prévision des configurations *10tg-12h* et *21tg-12h* sont meilleures que celles de la solution *4tg-12h*, et permettent notamment de contraindre les deux pics d'erreurs du 18-19 et du 26 à 00h. La dégradation du contrôle de l'erreur du 26 (12h) au 27 (expliquée dans la *section 5.3.2*) ne semble pas être atténuée avec le nombre de marégraphes.
Le contrôle des vitesses et des tensions de vent, illustré sur la *figure 6.7* (pour les composantes zonales uniquement) est lui aussi renforcé dans les configurations *10tg-12h* et *21tg-12h*, notamment en début de période et durant le pic d'erreur du 26 à 00h. Les résultats sont globalement similaires pour la vitesse méridienne, à ceci près que le pic d'erreur du 18 (12h) au 19 n'est pas bien contraint, quelque soit la configuration (non montré).

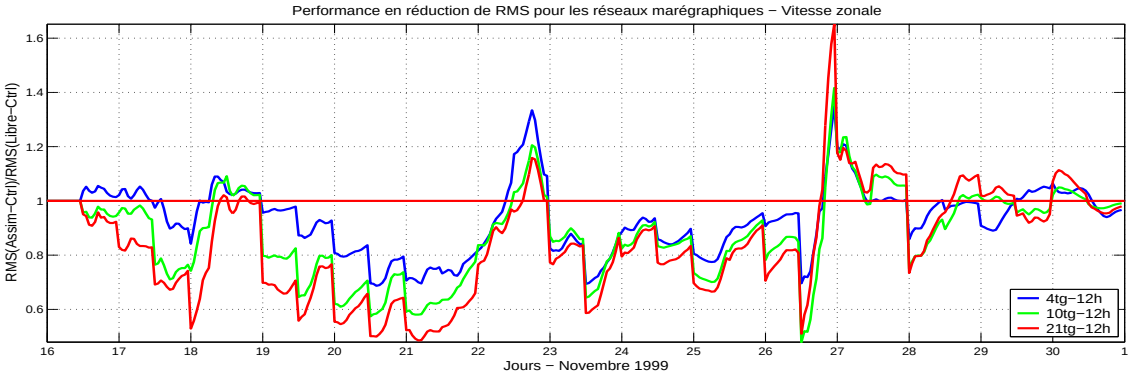


(a)

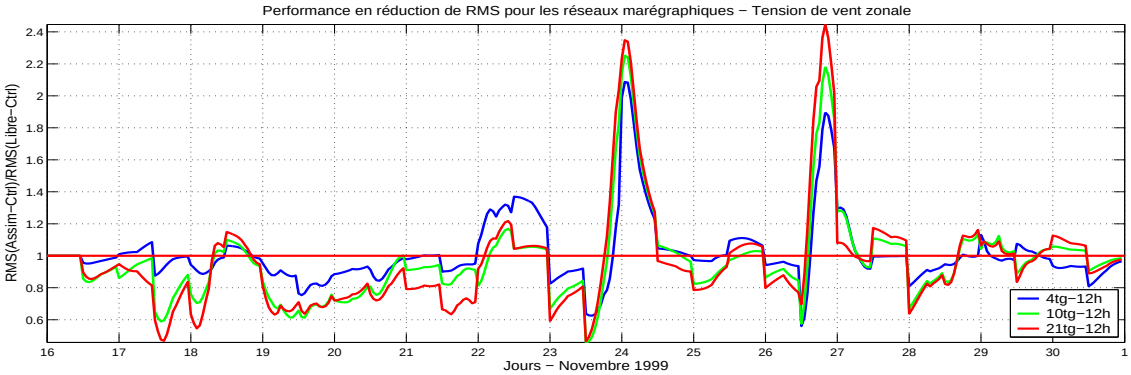


(b)

Fig. *6.6* – *Diagnostic 2 pour* **(a)** *l'élévation de surface et* **(b)** *la pression, dans les configurations marégraphiques 4tg-12h (bleu), 10tg-12h (vert) et 21tg-12h (rouge).*



(a)



(b)

Fig. *6.7* – *Idem que la figure 6.6 pour* ***(a)*** *la vitesse zonale et* ***(b)*** *la tension de vent zonale.*

6.2.3 Statistiques spatio-temporelles sur le contrôle de l'erreur

Les histogrammes de la *figure 6.8* synthétisent les taux globaux de réduction de l'erreur *rms* et le gain en corrélation obtenus pour les trois réseaux marégraphiques *4tg-12h*, *10tg-12h* et *21tg-12h*, et pour toutes les variables du vecteur d'état. Le renforcement du contrôle du modèle par l'assimilation des données issues des réseaux *10tg-12h* et *21tg-12h* est clairement visible sur ces graphiques, aussi bien sur les variables océaniques qu'atmosphériques, avec notamment une forte augmentation du taux de correction dans la configuration *10tg-12h* par rapport au réseau *4tg-12h*. A ce propos, on note que l'amélioration de la réduction occasionnée par le passage à un réseau de plus forte densité n'est pas aussi significative que l'augmentation du nombre de stations considérées : la correction moyenne en élévation de surface augmente ainsi de près de 10% entre les configurations *4tg-12h* et *10tg-12h* (ajout de 6 marégraphes), mais de moins de 5% entre les réseaux *10tg-12h* et *21tg-12h* alors que 10 stations supplémentaires sont prises en compte. Une explication peut être avancée : par définition du schéma d'analyse employé, une observation sera "efficace" si elle est localisée dans une zone de forte variabilité de l'erreur représentée dans les EOFs. Dans notre étude, les échelles spatiales des EOFs d'erreur dominants sont de l'ordre de 200 à 500 km pour l'élévation HF, de 200 à 300 km pour les vitesses océaniques (pour ces deux variables, les structures d'erreur sont essentiellement côtières), et supérieures à 500 km pour la pression et les tensions de vent (échelles spatiales des structures

atmosphériques). Ceci signifie qu'une observation n'est théoriquement nécessaire que tous les 200 à 300 km pour intercepter de façon optimale les structures des EOFs, et donc contrôler l'erreur du modèle. Or, les stations sont distantes (en moyenne) de 750 km dans la configuration *4tg-12h*, de 300 km pour *10tg-12h*, et de 150 km pour *21tg-12h*. Par conséquent, l'information fournie par la configuration *21tg-12h* est, dans une certaine mesure, redondante par rapport à celle de la configuration *10tg-12h*. Ceci explique aussi les plus faibles performances du réseau *4tg-12h*, dont les stations sont trop irrégulièrement espacées.

Il est intéressant de comparer ici les performances de la correction océanique dans notre système d'assimilation avec celles obtenues par Baptiste Mourre (travaux de thèse de 2004 et Mourre *et al.*, 2005), dont un résumé des travaux est donné au début de la *section 3*. Le type d'erreur et les zones investiguées par celui-ci sont certes différentes des nôtres, mais la variance d'ensemble de l'erreur qu'il obtient est du même ordre que celle que nous calculons : dans les zones les plus sensibles, Mourre obtient une variance d'ensemble de l'ordre de 10 cm^2 pour l'erreur d'élévation de surface (contre 30 cm^2 dans notre cas, en Manche), et 5 $cm^2.s^{-2}$ pour l'erreur sur les vitesses barotropes (elle est du même ordre que celle que nous observons en Manche pour la vitesse zonale). Par conséquent, on estime que la comparaison des performances de notre système et de celui de Mourre est justifiée.
Dans la configuration *21tg-12h*, nous obtenons des taux de réduction d'erreur de l'ordre de 30% et 18% pour l'élévation de surface et la vitesse zonale ; dans une configuration similaire (*20tg-12h*), Mourre obtient des taux de réductions d'environ 50% et 13% pour les mêmes variables : les performances de réduction de l'**erreur de vitesse** obtenues avec notre schéma d'assimilation sont donc tout à fait équivalentes (voire légèrement meilleures) à celles obtenues par Mourre avec un filtre de Kalman d'ensemble. Les corrections d'**élévation de surface** que nous obtenons sont en revanche plus limitées (30% contre 50%), mais remarquables au regard du coût numérique réduit de notre schéma.

6.2 Potentiel de correction de réseaux marégraphiques

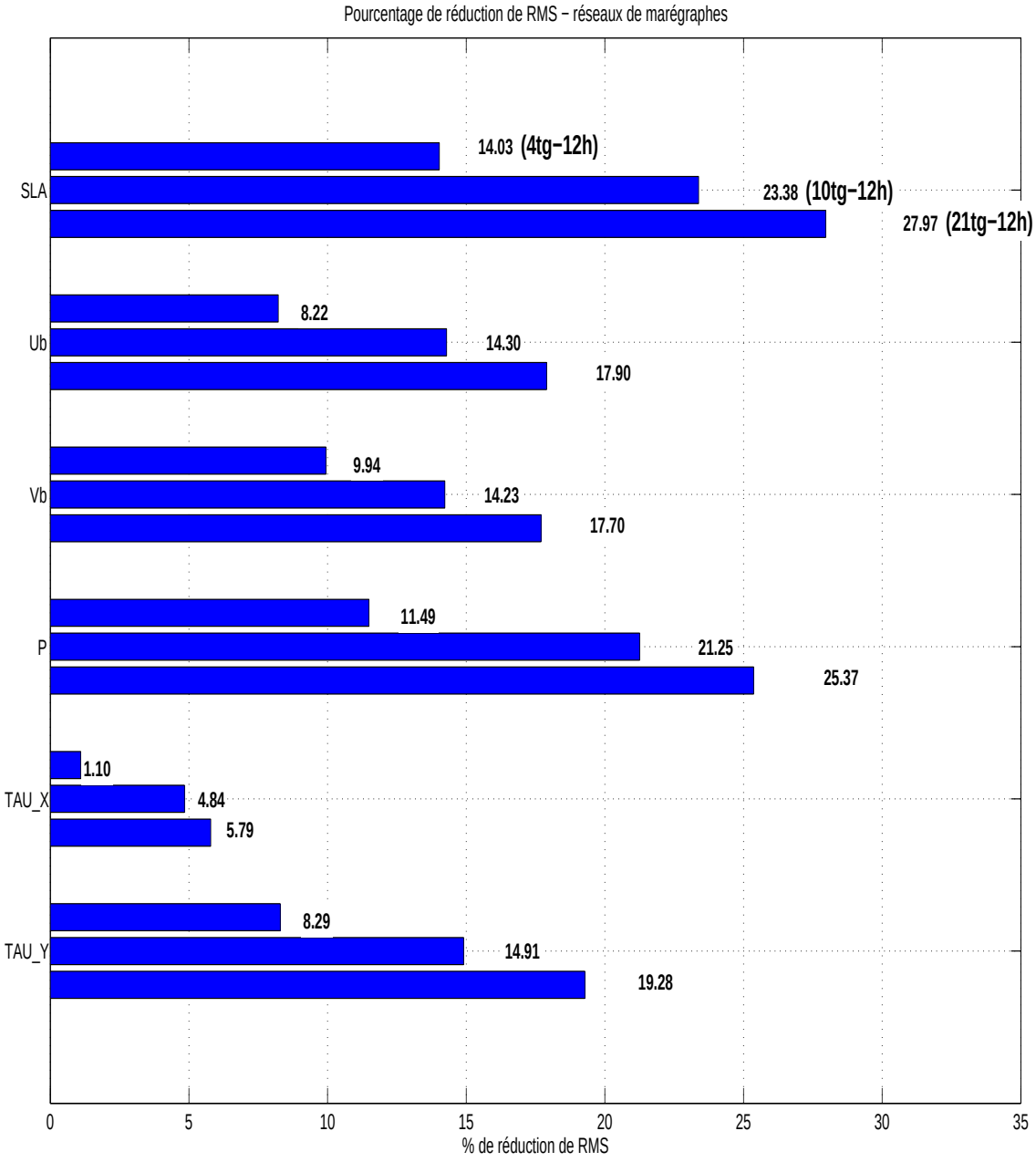


Fig. *6.8* – *Histogramme récapitulatif des réductions globales d'erreur rms obtenues dans les configurations marégraphiques 4tg-12h, 10tg-12h et 21tg-12h, pour les variables de l'étude, du 16 novembre au 1er décembre 1999.*

6.3 Réseaux de satellites

Dans la section précédente, nous avons vu que le contrôle des structures d'erreur depuis la côte par l'intermédiaire de réseaux marégraphiques était globalement satisfaisant. La fréquence régulière des données disponibles sur un cycle et la couverture spatiale permettent notamment d'observer et donc de contraindre un maximum de structures d'erreur spatio-temporelles se développant pendant ce cycle.
Nous avons donc voulu examiner l'impact de données satellitales sur les performances du système. Deux points peuvent potentiellement poser problème : le peu de données disponibles sur un cycle par rapport aux réseaux marégraphiques, et la date de passage du satellite par rapport à l'instant d'analyse, qui va conditionner l'impact de l'observation via le paramètre de fraîcheur des données ; dans notre cas, ce paramètre est une demi-gaussienne qui module la valeur de l'innovation enregistrée à un instant : elle vaut 0.37 au début du cycle de prévision, 0.78 au milieu du cycle et 1 au moment de l'analyse, de telle sorte que seules les observations les plus récentes ont un poids significatif (ce paramètre aurait pu être plus restrictif, égal à 0 au début du cycle). Ces points seront discutés dans cette section.
Dans un premier temps, le potentiel de correction de chacun des 3 satellites *Jason*, *GFO* et *Envisat* est examiné, puis des expériences avec des constellations de satellites sont menées, afin de mesurer l'impact d'un raffinement de l'échantillonnage spatio-temporel de notre domaine, sur la correction de l'erreur statistique du modèle.

6.3.1 Corrections obtenues pour un seul satellite

6.3.1.1 Structure spatiale et efficacité de la correction à un instant donné

Comme dans le cas des réseaux marégraphiques, nous examinons d'abord la structure spatiale et l'efficacité de la correction calculée à un instant donné, le 20 novembre à 00h (instant d'analyse), pour chacun des trois satellites. Là encore, les trois simulations présentées ont déjà été corrigées. Les résultats en élévation de surface et en vitesses sont illustrés sur les *figures 6.9* et *6.10*. A cet instant, les principales structures d'erreurs sur le **niveau de la mer** - assez faibles - sont localisées sur le plateau continental du Golfe de Gascogne (+2 cm au Cap Ferret), en Manche (+2.4 cm au Havre, et -1.5 cm sur les côtes sud britanniques) et à l'entrée de la Mer d'Irlande (+1.2 cm). La trace *Jason* prise en compte lors de cette analyse traverse le domaine le 19 novembre à 17h, soit 7h avant l'analyse (70 % de l'information sont pris en compte). Cette trace ascendante, traversant le fond du Golfe de Gascogne (entre Bilbao et La Rochelle), capture à son passage la structure d'erreur du Golfe, plus intense qu'au moment de l'analyse (+ 3.3 cm au Cap Ferret). Elle permet une baisse d'environ 15 % de l'erreur près des côtes atlantiques, mais induit une dégradation de la solution à longue distance, en Manche et au sud de l'Irlande. La trace *GFO* considérée traverse le domaine de Cork à Arcachon, le 19 novembre

à 23h, soit une heure seulement avant l'analyse. La correction est globalement meilleure qu'avec la trace *Jason*, l'erreur étant corrigée de 10 à 35 % sous la trace, et jusqu'à 45 % en Manche ; une dégradation est cependant notée au Havre. Le satellite *Envisat* croise le domaine le 19 novembre à 21h (plus de 90 % de l'information prise en compte) en Manche, le long des côtes ouest du Cotentin. La correction sous la trace est de l'ordre de 25 %, mais reste inférieure à 10 % ailleurs.

Concernant les vitesses, les erreurs sont principalement localisées en Manche, au sud de l'Irlande, et sur les côtes atlantiques sur le plateau Armoricain et espagnol. Elles sont de l'ordre de 1.5 $cm.s^{-1}$, sauf sur les côtes espagnoles où elles atteignent 3.5 $cm.s^{-1}$. Les corrections sont globalement faibles : les performances de *GFO* et *Envisat*, localisées en Manche, ne dépassent pas 15 %, et la correction *Jason* est inefficace et tend même à dégrader la solution.

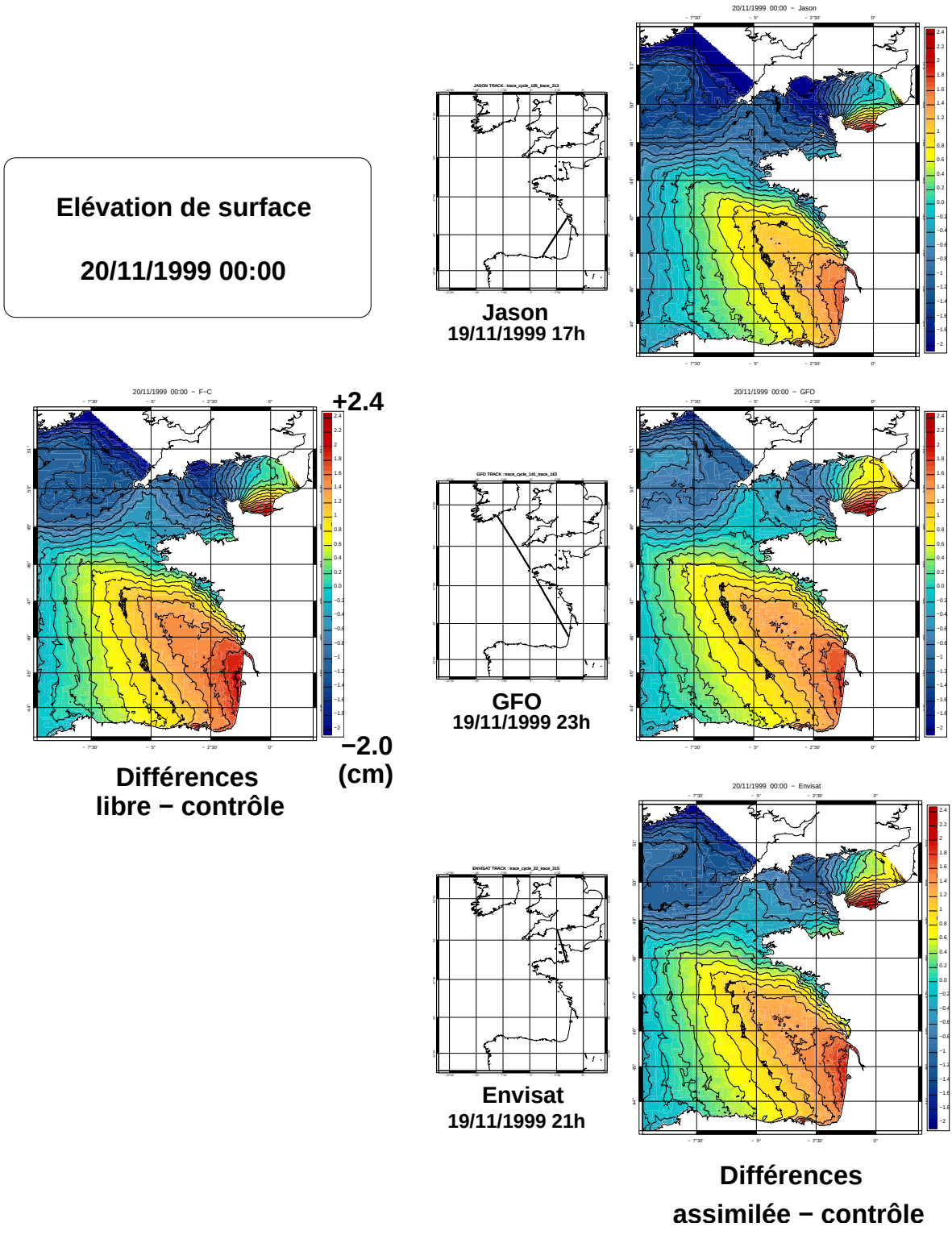


Fig. *6.9* – *Illustration de la correction en élévation de surface le 20 novembre à 00h, pour les trois satellites considérés - la transition "bleu-vert" correspond au zéro.*

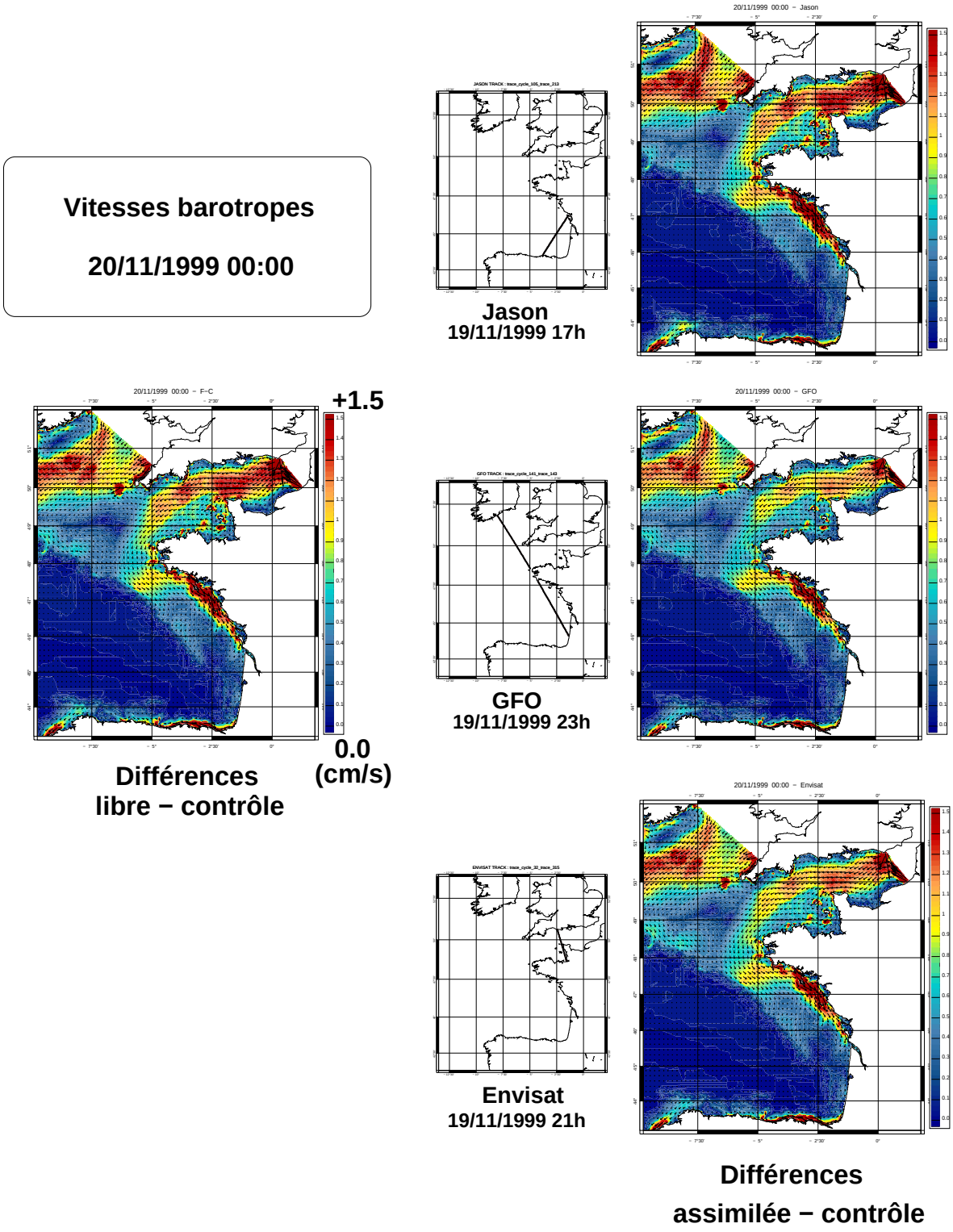


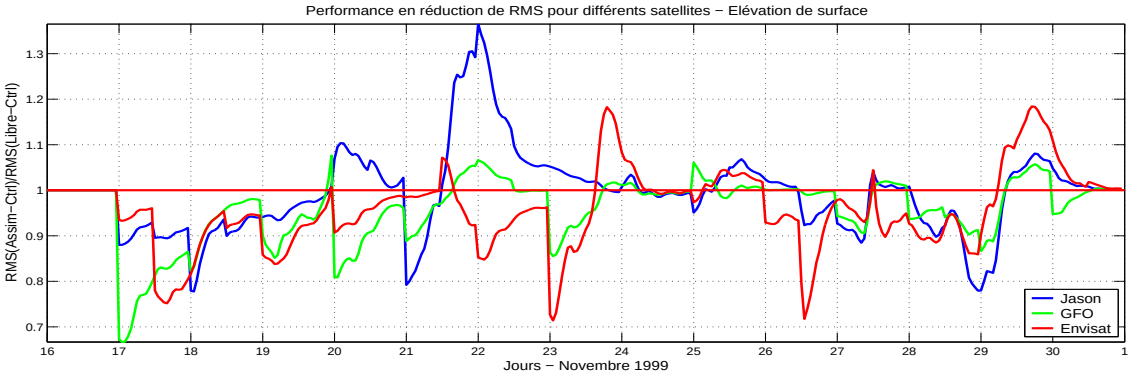
Fig. *6.10* – *Idem pour la correction des vitesses.*

6.3.1.2 Evolution temporelle de la solution assimilée

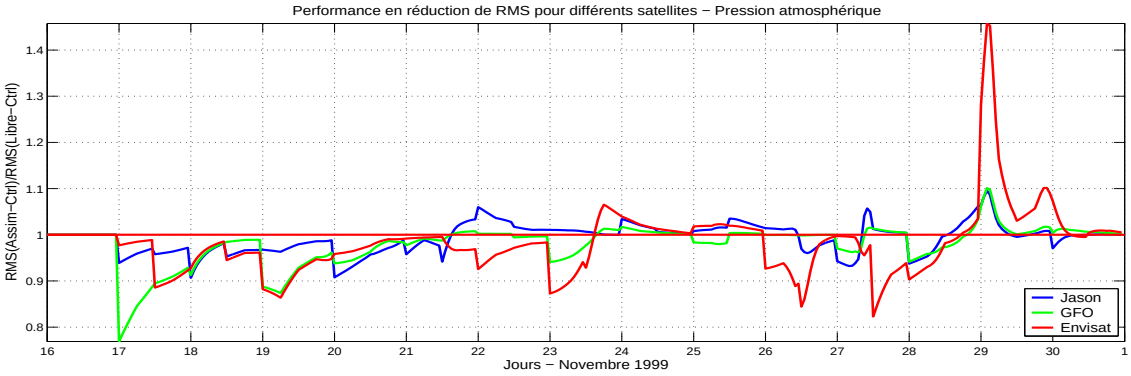
Le diagnostic 2 est illustré sur les *figures 6.11* pour l'élévation de surface et la pression et *6.12* pour la vitesse et la tension de vent zonale, pour les trois satellites considérés. Le contrôle de l'erreur est globalement très limité, quelque soit la variable ou le satellite étudié : les corrections d'élévation de surface et de pression sont peu efficaces (voire nulles) et ne permettent pas de contrôler l'erreur du modèle. Concernant les vitesses et les tension de vent, les solutions assimilées sont fréquemment dégradées par de mauvaises corrections. Deux raisons complémentaires peuvent expliquer ce manque d'efficacité : tout d'abord, l'échantillonnage temporel ne permet probablement pas de contrôler efficacement les régimes d'erreurs de l'ordre de 24h se développant durant la période, le sous-cycle de ces satellites étant de 3 jours. D'autre part, les innovations calculées à l'instant de passage de la trace sont modulées par une fonction gaussienne afin de prendre en compte la "fraîcheur" des données ; par conséquent, si la trace altimétrique croise le domaine dans la première moitié du cycle d'assimilation courant, moins de 70% de l'innovation seront retenus. Ce dernier point explique les différences de performances que l'on constate tout de même entre satellites : sur les 21 traces *Jason* disponibles (*Cf. section 4.5.2*), seules 2 d'entre elles sont localisées dans la deuxième moitié d'un cycle d'assimilation (notamment le 17 à 19h, induisant une correction de l'ordre de 10% le 18 à 0h) ; concernant *GFO*, 6 des 20 traces sont dans le même cas, notamment les traces du 16 à 23h et du 19 à 23h qui permettent des corrections respectivement de 30 et 20% le 17 et le 20 novembre. Enfin, toutes les traces *Envisat* sont à moins de 3h d'un instant d'analyse et induisent donc de meilleures et plus fréquentes corrections ; l'erreur est ainsi relativement bien contrôlée par ce satellite dans la période du 26 au 29. Néanmoins, le contrôle de l'erreur *rms* sur l'élévation de surface reste tout de même très faible au cours de la période.

Afin d'estimer l'impact du paramètre de fraîcheur des données, nous avons réalisé, pour chaque satellite, une expérience d'assimilation dans laquelle l'analyse a lieu dès qu'une trace altimétrique est disponible (la fonction de modulation de l'innovation vaut alors 1) ; les résultats sont présentés sur la *figure 6.13*. Les corrections sont globalement plus efficaces, et le contrôle de l'erreur est légèrement amélioré, mais reste tout de même limité. Ce résultat souligne donc l'importance de l'âge des observations, mais confirme surtout que la couverture spatio-temporelle d'un seul satellite n'est pas suffisante pour contrôler efficacement l'erreur du modèle considérée dans cette étude.

6.3 Réseaux de satellites

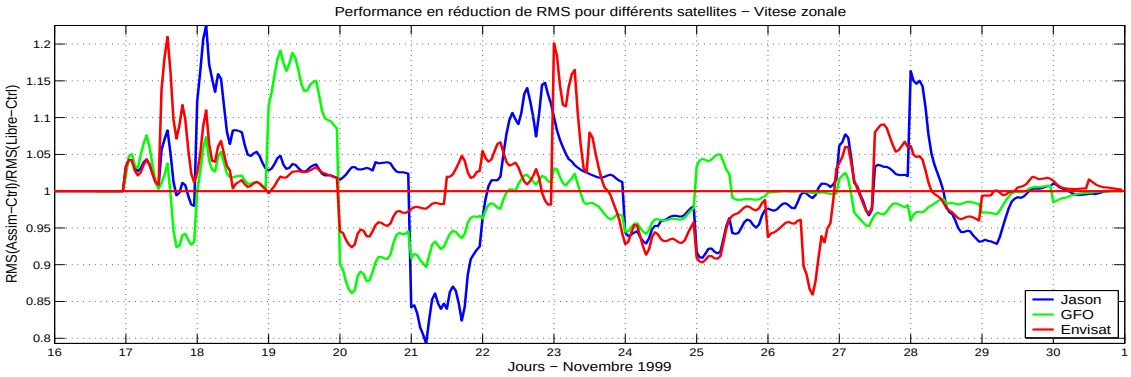


(a)

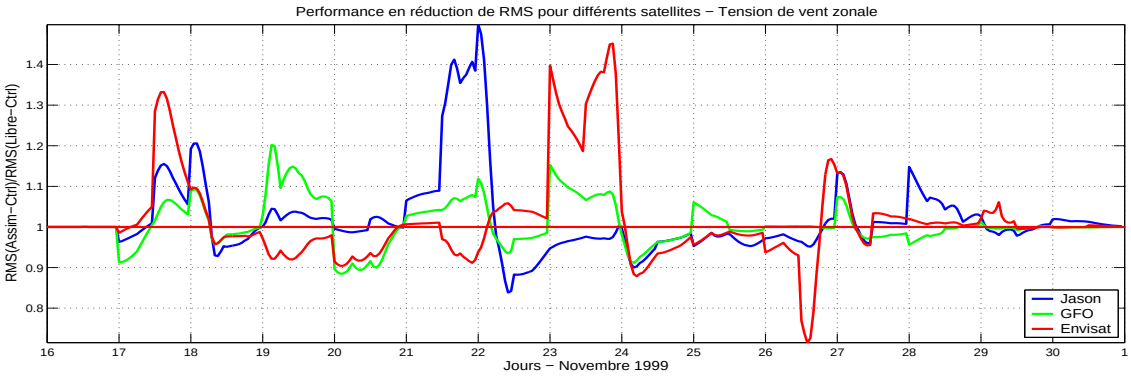


(b)

Fig. *6.11* – *Diagnostic 2 pour* **(a)** *l'élévation de surface et* **(b)** *la pression, dans les configurations satellitales Jason (bleu), GFO (vert) et Envisat (rouge).*

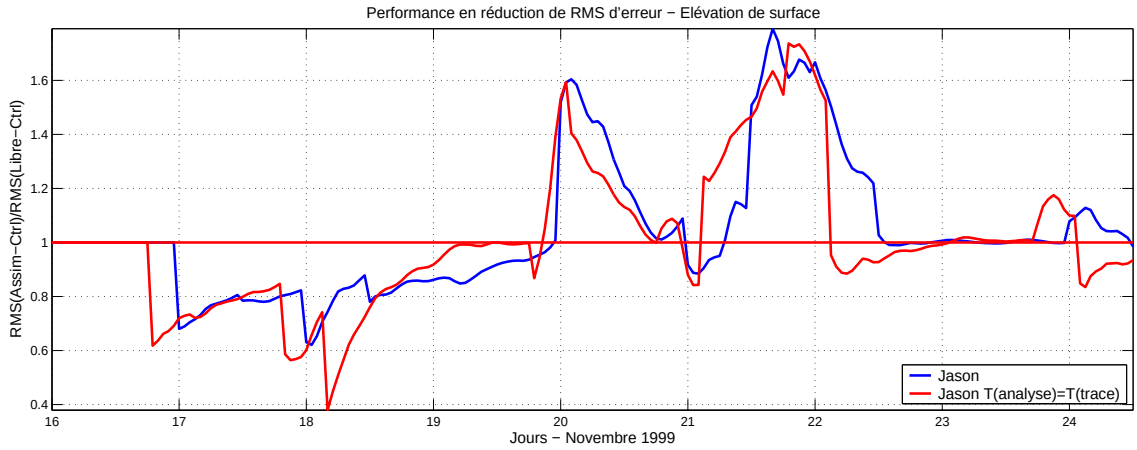


(a)

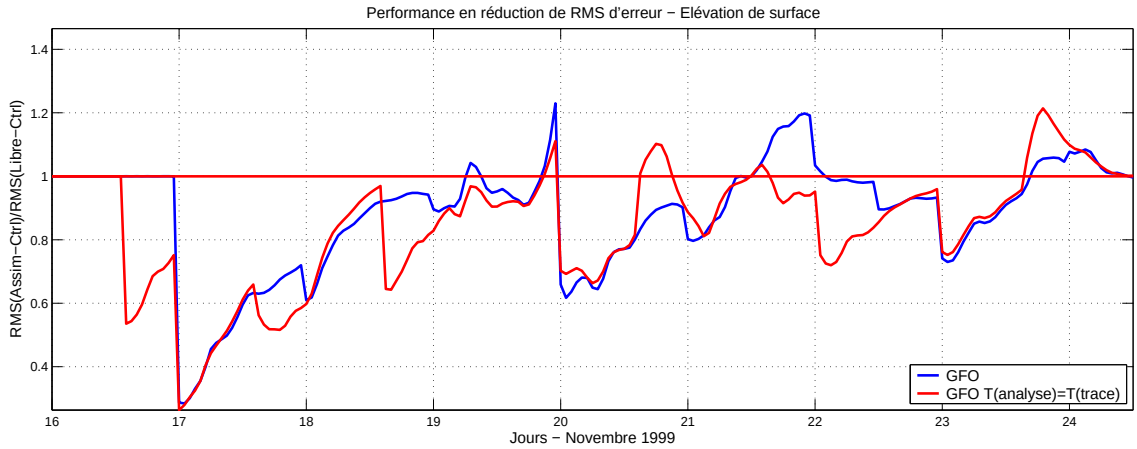


(b)

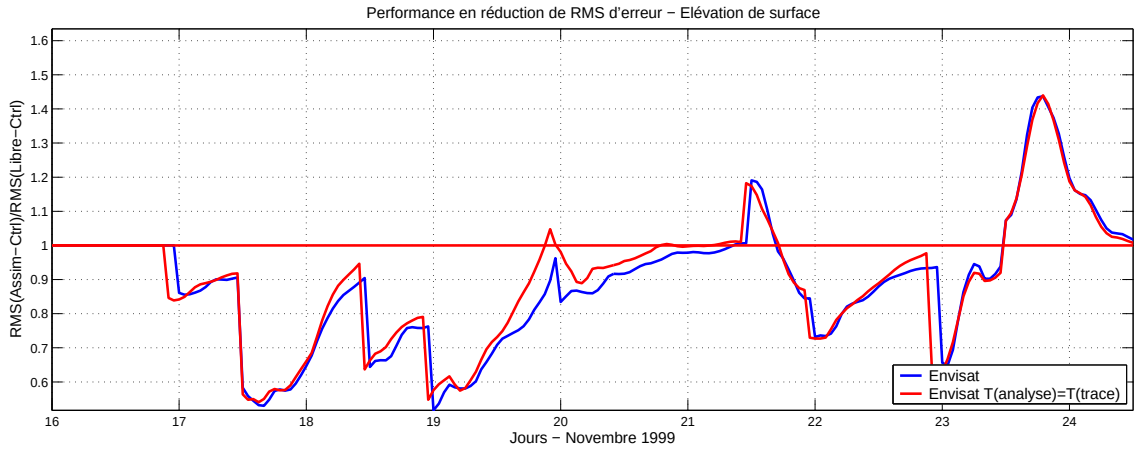
Fig. *6.12* – *Idem que la figure 6.11 pour* **(a)** *la vitesse zonale et* **(b)** *la tension de vent zonale.*



(a)



(b)



(c)

Fig. *6.13* – *Comparaison des diagnostics 2 pour* ***(a)*** *Jason,* ***(b)*** *GFO et* ***(c)*** *Envisat assimilés toutes les 12h (bleu) ou aux instants de passage (rouge) - variable : élévation de surface.*

6.3.2 Performances d'une constellation de satellites

La section précédente a montré que les configurations de satellites seuls ne permettaient pas de fournir une couverture spatio-temporelle suffisante pour contrôler le modèle de façon significative ; un système altimétrique à plus haute résolution est donc nécessaire (De Mey, 2001). Un moyen efficace d'augmenter cette résolution est de considérer des combinaisons des satellites disponibles. Trois constellations sont ainsi testées (le pas de temps d'analyse est fixé à 12h) : la configuration tandem *Jason+Topex-12h* pour une orbite à 10 jours, *Jason+Topex+GFO-12h* (orbite à 10 et 17 jours) et une configuration *Jason+Topex+GFO+Envisat-12h* (orbite à 10, 17 et 35 jours). Les caractéristiques de ces configurations sont résumées dans le *tableau 4.2*, page *112*.

6.3.2.1 Structure spatiale et efficacité de la correction à un instant donné

Examinons dans un premier temps l'impact du raffinement spatio-temporel de l'échantillonnage sur la correction calculée à un instant donné, le 20 novembre à 00h, comme précédemment. Les résultats en élévation de surface et en vitesses sont présentés sur les *figures 6.14* et *6.15*.

Concernant l'élévation de surface, la configuration *Jason+Topex* induit une correction significative de la structure d'erreur dans le Golfe de Gascogne, de l'ordre de 30 % sur les côtes atlantiques françaises, soit une réduction améliorée d'un facteur 2 par rapport à *Jason* seul (*Cf. figure 6.9*). En revanche, la solution est plus dégradée en Manche et au Sud de l'Irlande, avec une augmentation de l'erreur de plus de 50 % dans ces zones (*Jason* ne dégradait que de 30 % la solution). L'ajout du satellite *GFO*, qui traverse le domaine du Sud de l'Irlande au fond du Golfe de Gascogne seulement 1h avant l'instant d'analyse, permet d'améliorer globalement les performances de la configuration *Jason+Topex* : l'amélioration est légère dans le fond du Golfe (+35 % de correction), mais significative en Manche (+33 %) et au sud de l'Irlande (+12 %). Enfin, l'impact de la trace supplémentaire d'*Envisat*, dans la configuration *Jason+Topex+GFO+Envisat*, est localisé en Manche, où la réduction d'erreur atteint 55 %. Ailleurs les performances sont similaires à celles de la configuration *Jason+Topex+GFO*.
Si les **vitesses** sont encore mal corrigées dans la configuration *Jason+Topex*, elles sont améliorées dans la configuration *Jason+Topex+GFO* : la réduction d'erreur atteint 22 % en Manche (contre 15 % pour *GFO*), mais reste inchangée ailleurs. C'est dans la configuration des 4 satellites *Jason+Topex+GFO+Envisat* que l'erreur est la mieux contrôlée en Manche, la réduction y atteignant 29 % grâce au passage d'*Envisat* près du Cotentin. Dans les autres zones du domaine, l'erreur sur les vitesses n'est quasiment pas réduite.

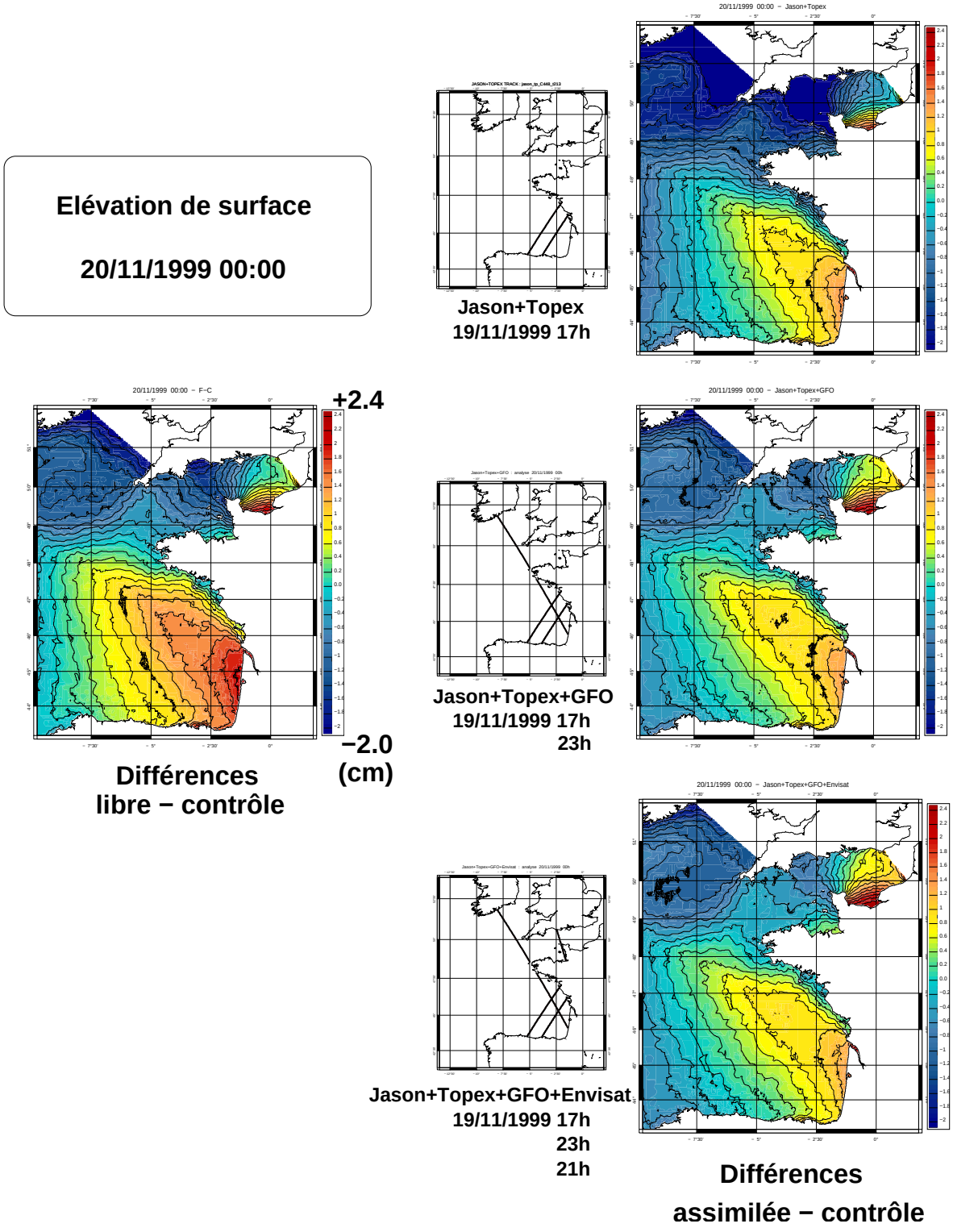


Fig. *6.14* – *Illustration de la correction en élévation de surface le 20 novembre à 00h, pour les trois constellations de satellites considérées - la transition "bleu-vert" correspond au zéro.*

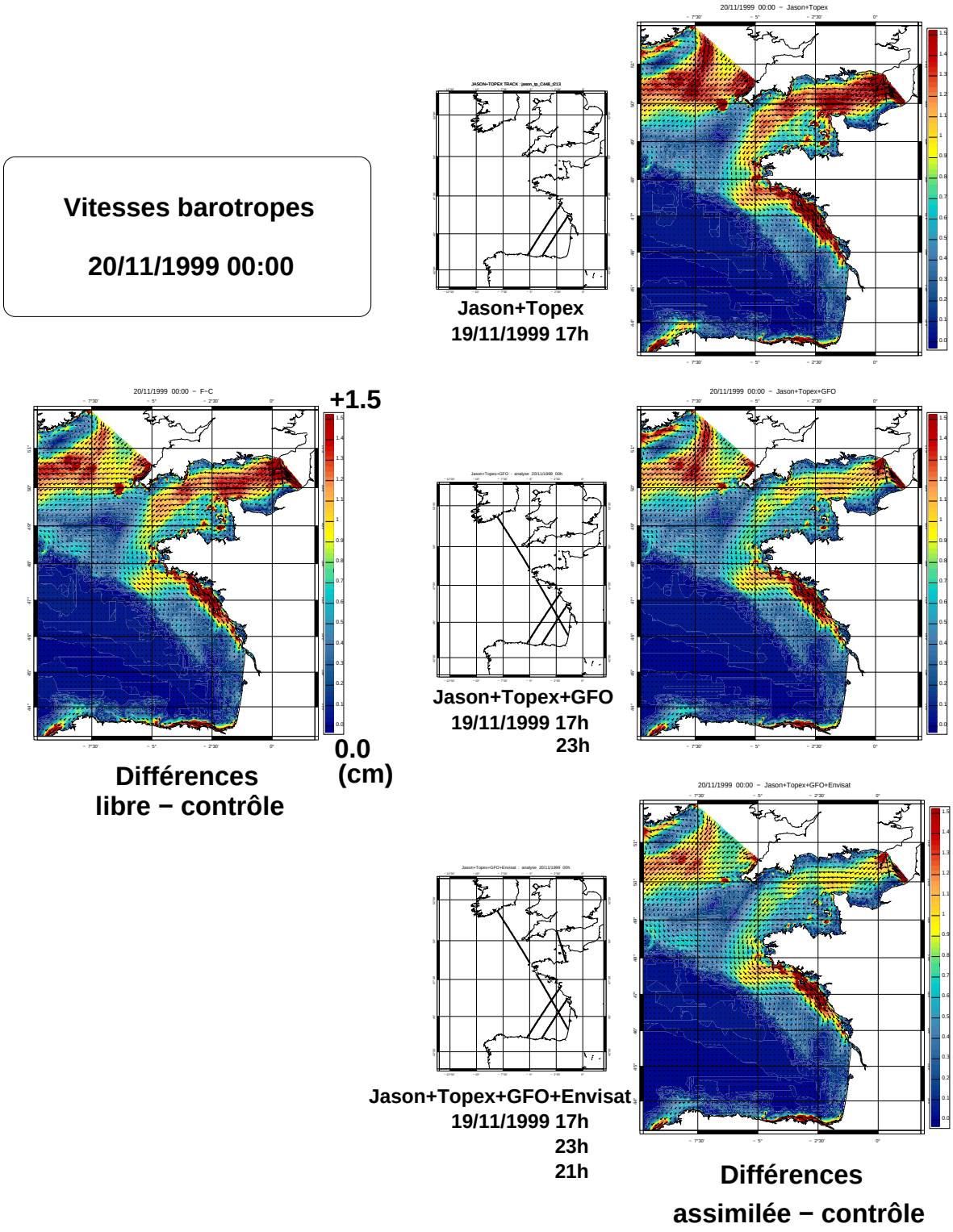
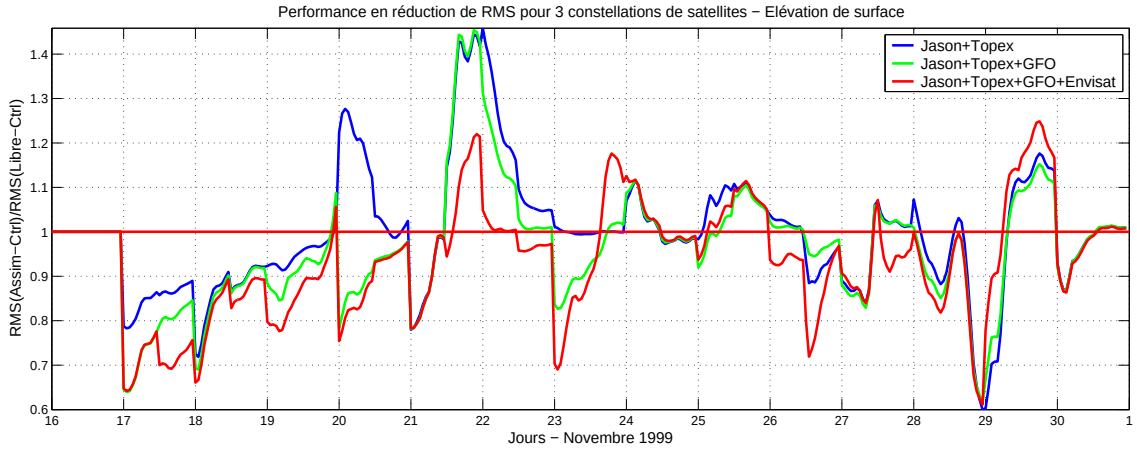


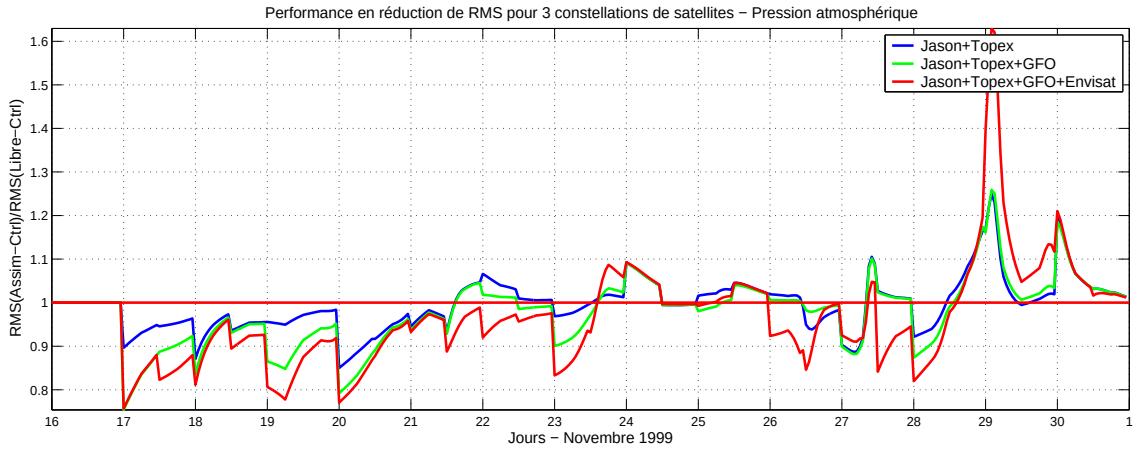
Fig. *6.15* – *Idem pour la correction des vitesses.*

6.3.2.2 Evolution temporelle de la solution assimilée

Le diagnostic 2 est illustré sur la *figure 6.16* pour l'élévation de surface et la pression, et sur la *figure 6.17* pour la vitesse et la tension de vent zonale, pour les trois constellations de satellites considérées. Concernant le niveau de la mer et la pression, l'impact du raffinement de la résolution spatio-temporelle des configurations altimétriques y est clairement visible : les contributions de *GFO* et d'*Envisat* permettent de mieux contrôler le modèle là où la configuration *Jason+Topex* ne contrôle pas ou dégrade la solution, notamment le 22. Le contrôle de l'erreur d'élévation de surface reste tout de même limité. L'augmentation de résolution spatio-temporelle ne permet pas d'améliorer la solution assimilée en vitesses et tensions de vent ; le contrôle de l'erreur sur ces variables demeure donc médiocre.

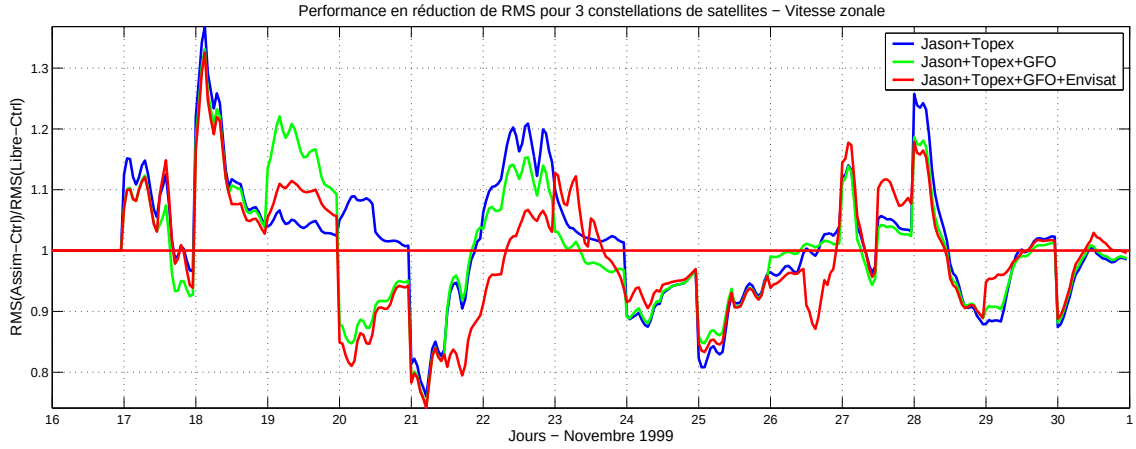


(a)

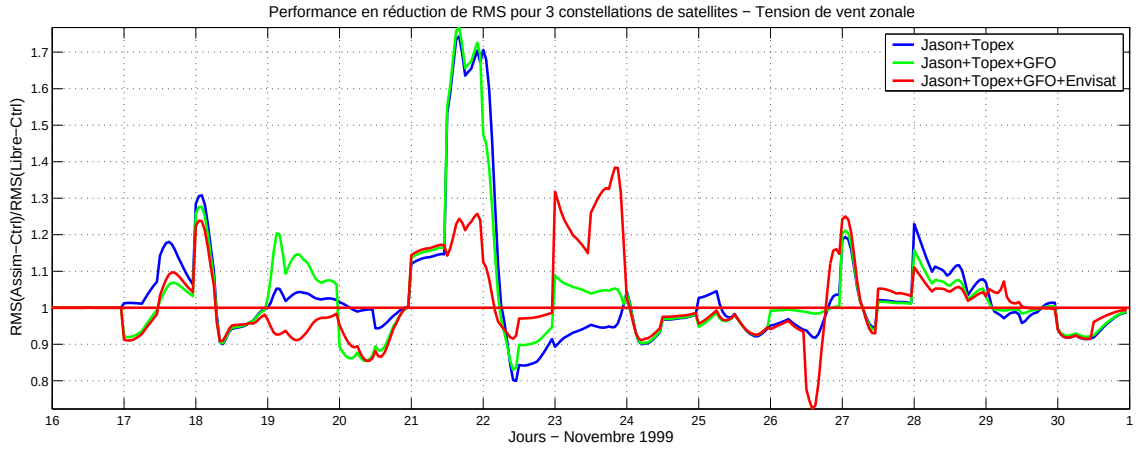


(b)

Fig. *6.16* – *Diagnostic 2 pour* ***(a)*** *l'élévation de surface et* ***(b)*** *la pression, dans les configurations altimétriques Jason+Topex-12h (bleu), Jason+Topex+GFO-12h (vert) et Jason+Topex+GFO+Envisat-12h (rouge).*



(a)



(b)

Fig. *6.17* – *Idem que la figure 6.16 pour* ***(a)*** *la vitesse zonale et* ***(b)*** *la tension de vent zonale.*

6.3.3 Statistiques spatio-temporelles sur le contrôle de l'erreur

Une synthèse des résultats relatifs au contrôle de l'erreur statistique du modèle dans les différentes configurations altimétriques est présentée dans l'histogramme de la *figure 6.18* pour les variables du vecteur d'état. Ces graphiques confirment le très mauvais contrôle de l'erreur par les configurations *Jason* et *Jason+Topex*, et à l'inverse mettent en lumière l'impact positif des contributions de *GFO* et d'*Envisat*, et ce pour quasiment toutes les variables de contrôle. **Ces résultats démontrent donc, pour le type d'erreur étudié, le schéma d'assimilation à ordre réduit considéré et ce type de réseau d'observation, l'impact notable de la fraîcheur des données** : si l'instant de passage du satellite est trop éloigné de la date d'analyse, les corrections calculées sont au mieux inefficaces, mais peuvent aussi dégrader la solution. D'autre part, dans la meilleure configuration satellitale (*Jason+Topex+GFO+Envisat*), si les performances de réduction de l'erreur statistique du modèle sont meilleures que celles d'un seul satellite, elles demeurent au mieux inférieures d'un facteur 2 à celles du réseau marégraphique *4tg-12h* (4 marégraphes assimilés toutes les 12h). Ce résultat tend donc à

confirmer **l'importance d'une fréquence régulière d'observation et une couverture spatiale conséquente pour contraindre efficacement l'erreur statistique du modèle avec un schéma d'assimilation de type "interpolation optimale"** comme celui utilisé ici. Ces conclusions sont notamment en accord avec les recommandations du rapport "High Resolution Ocean Topography" (2001) et les travaux de Baptiste Mourre (2004), qui insistent sur le rôle prépondérant de l'échantillonnage spatio-temporel des systèmes d'observation pour contrôler correctement les différentes erreurs des modèles côtiers.

Remarque : les statistiques globales de réduction d'erreur des constellations altimétriques sont sensiblement meilleures lorsque le paramètre de variance d'erreur de prévision est plus élevé (*Cf. section 5.4.3*) : elles atteignent environ 15% pour l'élévation de surface dans la configuration *Jason+Topex+GFO+Envisat*. Elles restent cependant très inférieures aux taux de réduction d'erreur obtenus par Mourre avec un filtre de Kalman d'ensemble (de l'ordre de 37%).

6.3 Réseaux de satellites

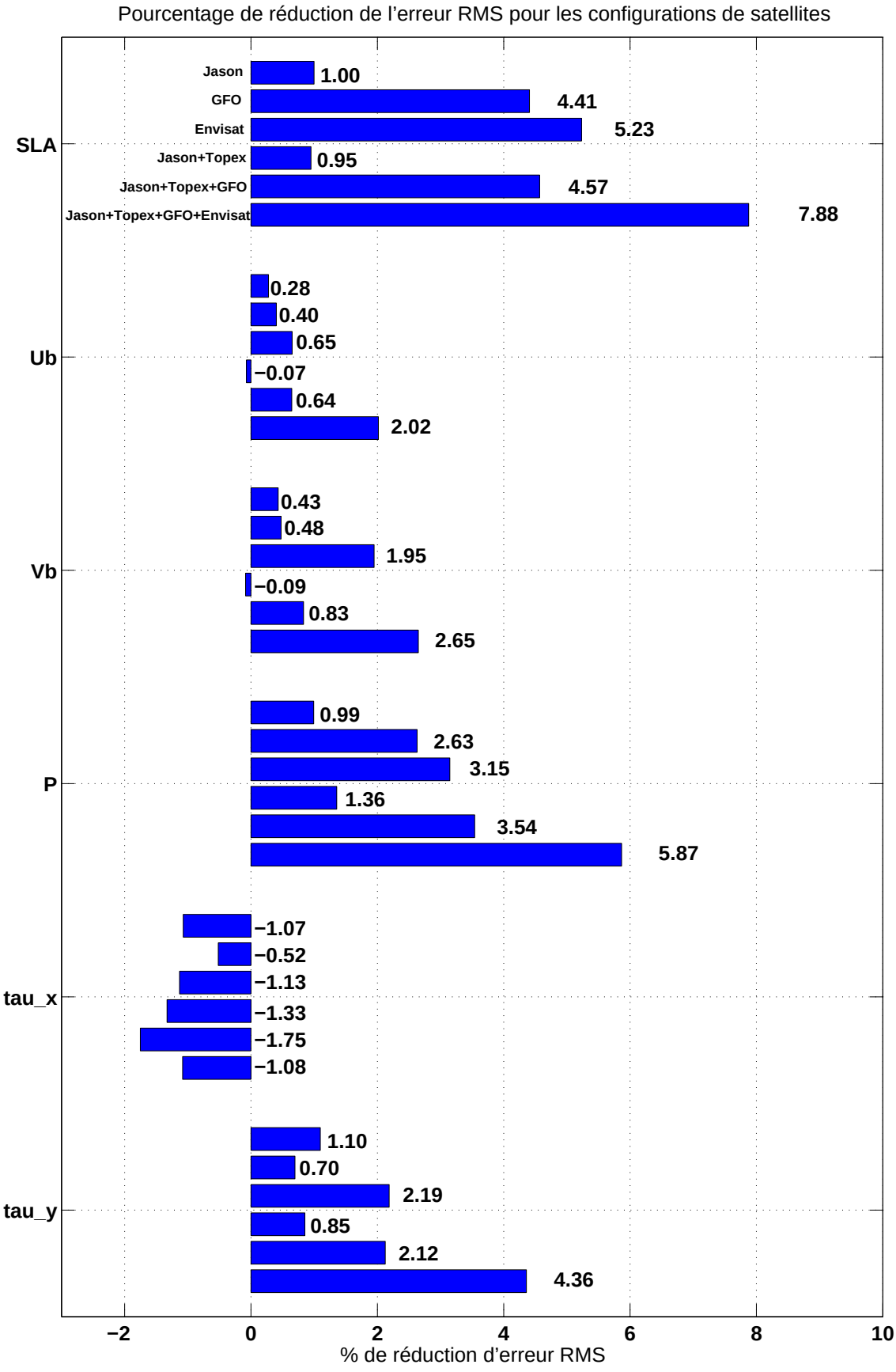


Fig. *6.18* – *Histogramme récapitulatif des réductions globales d'erreur rms sur les variables du vecteur d'état, obtenues dans les 6 configurations altimétriques du 16 novembre au 1er décembre 1999.*

6.4 Réseaux de radars et bouées

Les deux précédents types de réseau ont permis de quantifier le contrôle de l'erreur statistique du modèle par assimilation de données de niveau de la mer. Si l'élévation de surface est logiquement la variable la mieux contrôlée dans les différentes expériences, les vitesses sont aussi légèrement améliorées, notamment dans le cas des réseaux marégraphiques *10tg-12h* et *21tg-12h*, avec un taux global de correction de l'ordre de 15 %. L'objectif de la section suivante est donc d'examiner l'impact spécifique de l'assimilation de données de vitesses (barotropes) sur le contrôle du modèle via le système SEQUOIA/MANTA. Ceci a été réalisé en considérant un réseau de bouées eulériennes et de radars HF, présenté en *section 4.5.3*, page *117*. Pour rappel, ce réseau (nommé *2b4r-12h* dans la suite) est constitué de 2 bouées eulériennes du réseau de mouillage du Puertos del Estado, ancrées sur les côtes nord espagnoles, et de 4 sites de radars HF localisés sur le Cap Ferret, la pointe du Raz, la pointe du Cotentin, et au Cap Lizard. Concernant les radars, si les dimensions de nos grilles de mesures (en moyenne 80×50 km) respectent globalement les spécifications théoriques (de l'ordre de 50×50 km), nous avons en revanche appliqué une erreur d'observation de l'ordre de 1 $cm.s^{-1}$, moins réaliste que l'erreur de mesure réelle (de l'ordre de 5 à 10 $cm.s^{-1}$) : en effet, les vitesses barotropes modélisées varient entre 1 $mm.s^{-1}$ (sur les côtes espagnoles ou vers le Cap Ferret) et 1.5 $m.s^{-1}$ (en face de la pointe du Cotentin), et nous avons constaté qu'en appliquant un bruit de mesure de 5 $cm.s^{-1}$ aux observations simulées à partir du modèle, les vitesses barotropes du Sud du domaine étaient trop fortement bruitées, de telle sorte que leur impact était nul, voir négatif. Par conséquent, il faut garder à l'esprit que les résultats suivants sont relatifs à une erreur d'observation sous-estimée.

6.4.1 Structure spatiale et efficacité de la correction à un instant donné

Dans un premier temps, l'impact de l'assimilation de données de vitesses sur la correction du modèle est examiné à deux instants donnés, le 20 à 12h et le 26 à 00h. La *figure 6.19* compare en ces 2 instants la correction des vitesses barotropes du réseau *2b4r-12h* à celle de la configuration *10tg-12h*.

L'impact des données de vitesses est globalement très satisfaisant : le 20 à 12h, si le réseau marégraphique *10tg-12h* permet une correction assez efficace des structures d'erreur, le réseau *2b4r-12h* corrige presque parfaitement les trois zones d'erreurs se développant à cet instant. Les erreurs résiduelles non corrigées par la configuration marégraphique (localisées dans la baie du Mont Saint-Michel et sur les côtes Armoricaine et Cantabrique) sont notamment très bien contraintes par le réseau *2b4r-12h*. Le 26 à 00h, la correction de vitesse est aussi très efficace : là où le réseau marégraphique ne contrôle que partiellement les fortes erreurs en Manche (25 % de réduction), la configuration *2b4r-12h* permet de fortes corrections, de l'ordre de 70 %, le long des côtes britanniques. Les légères erreurs sur le plateau Armoricain sont elles aussi corrigées, mais une structure d'erreur apparaît près de la frontière irlandaise du domaine ; comme mentionné

précédemment, la mise en place de zones d'influence (ou d'EOFs limités à la zone du Golfe de Gascogne et de la Manche) permettrait probablement d'éviter ces dégradations.
En revanche, aux deux instants considérés, le réseau *2b4r-12h* ne permet pas de contrôler les erreurs de vitesses se développant le long des côtes espagnoles dans la région de Gijon, contrairement au réseau marégraphique. Il fait même apparaître une structure d'erreur dans la zone théoriquement contrôlée par la bouée "Cabo de Penas", ancrée au large de Gijon. Deux explications peuvent être avancées : le nombre d'observations disponibles joue probablement un rôle important (la zone n'est couverte que par deux bouées), puisqu'un test effectué avec un site radar placé au Cap Ortegal (non montré) permet de contrôler parfaitement ces erreurs. D'autre part, les vitesses extraites à la bouée "Cabo de Penas" sont de l'ordre de 1 $cm.s^{-1}$ et sont donc assez fortement bruitées par l'ajout d'une erreur d'observation de 1 $cm.s^{-1}$. Par conséquent, les bouées ne permettent pas de corriger les erreurs dans la zone, où de contrôler localement une structure d'erreur induite par une correction à distance depuis un autre site d'observation. Il en serait probablement tout autre si la bouée avait mesuré un signal significatif.

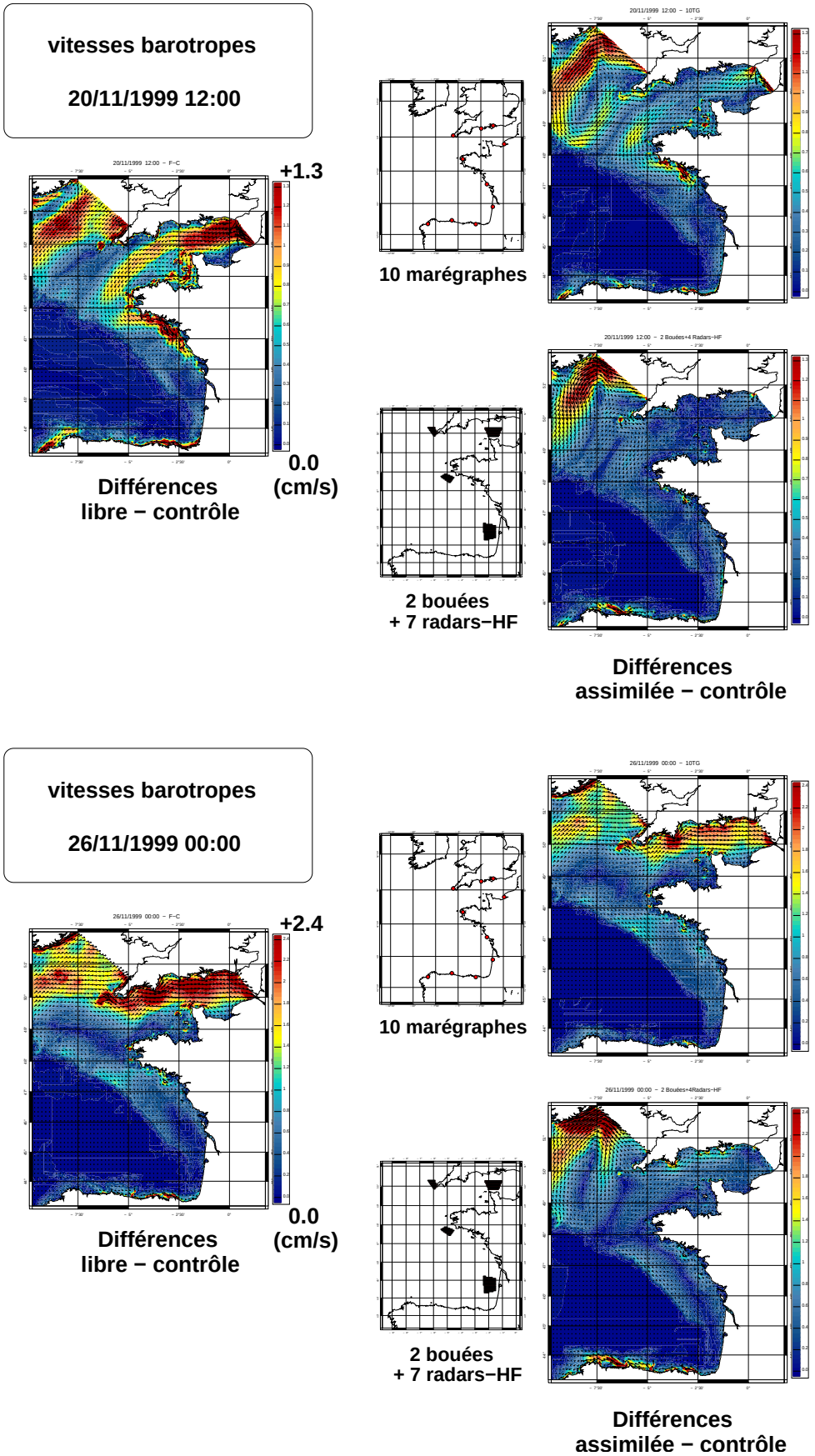


Fig. *6.19* – *Illustration de la correction de vitesse le 20 novembre à 12h et le 26 novembre à 00h pour le réseau 2b4r-12h - comparaison à la correction du réseau 10tg-12h (données de niveau de la mer).*

6.4.2 Evolution temporelle de la solution assimilée

Les *figures 6.20* et *6.21* illustrent la comparaison de la réduction de l'erreur *rms* dans les configurations *2b4r-12h* et *10tg-12h*, respectivement pour les vitesses, l'élévation de surface et la tension de vent.
Globalement, le réseau *2b4r-12h* permet de corriger plus efficacement l'erreur statistique sur les vitesses que le réseau *10tg-12h* : les analyses étant plus efficaces, les pics d'erreur du 18 à 12h et du 26 à 00h sont mieux contraints et le modèle est mieux contrôlé en fin de période. En revanche, ce réseau ne permet pas de contrôler l'erreur sur l'élévation de surface (*figure 6.21*), notamment dans les périodes de fortes erreurs et au passage des épisodes dépressionnaires, où la solution est dégradée. On peut supposer que ce mauvais contrôle de l'élévation de surface a un impact sur le contrôle des vitesses, et que l'on gagnerait à améliorer la correction du niveau de la mer. D'autre part, l'erreur sur les tensions de vent est moins bien contrainte que dans la configuration marégraphique, de telle sorte que des pics d'erreurs ponctuels (moins de 12h) apparaissent, notamment le 18 et le 29 (*figure 6.21*, composante méridienne). Ces dégradations de la tension de vent induisent donc une rapide augmentation de l'erreur sur les vitesses. Il apparaît finalement que le réseau *2b4r-12h* est très complémentaire du réseau marégraphique *10tg-12h*, et que la combinaison de ces deux réseaux devrait permettre un contrôle très efficace de l'erreur statistique.

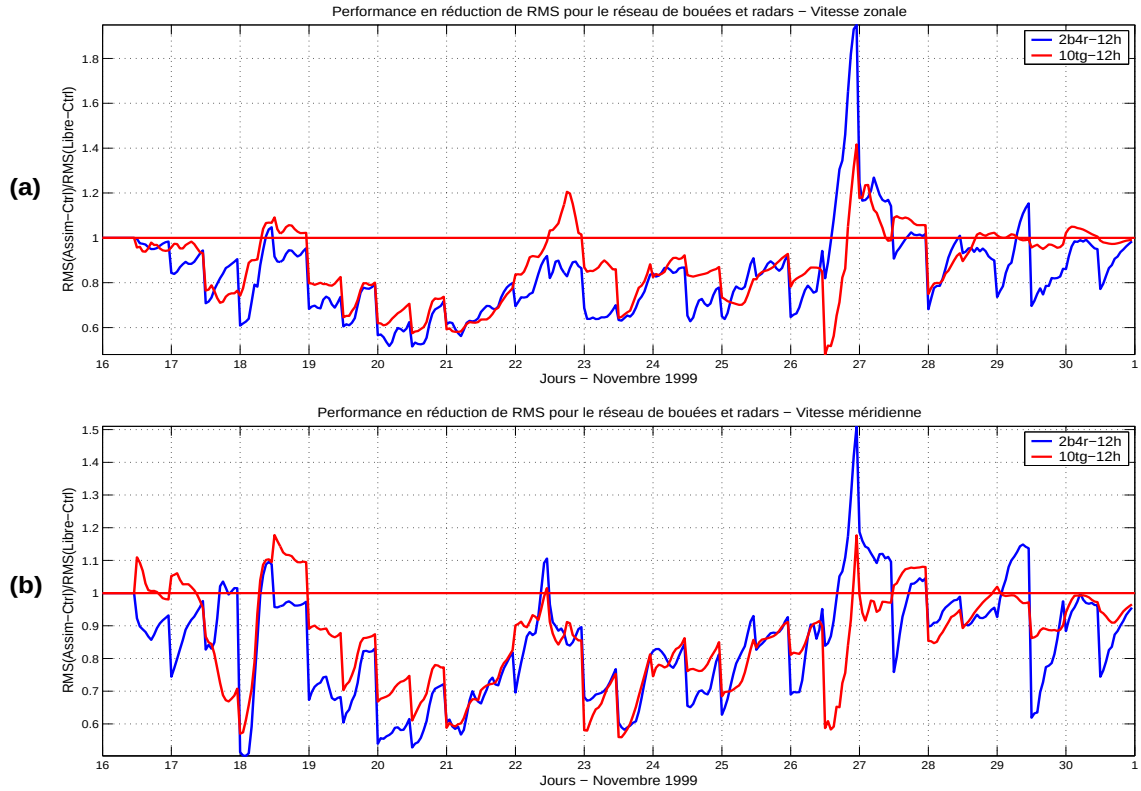


Fig. *6.20* – *Comparaison des diagnostics 2 relatifs aux vitesses* **(a)** *zonale et* **(b)** *méridienne, dans les réseaux 2b4r-12h (bleu) et 10tg-12h (rouge).*

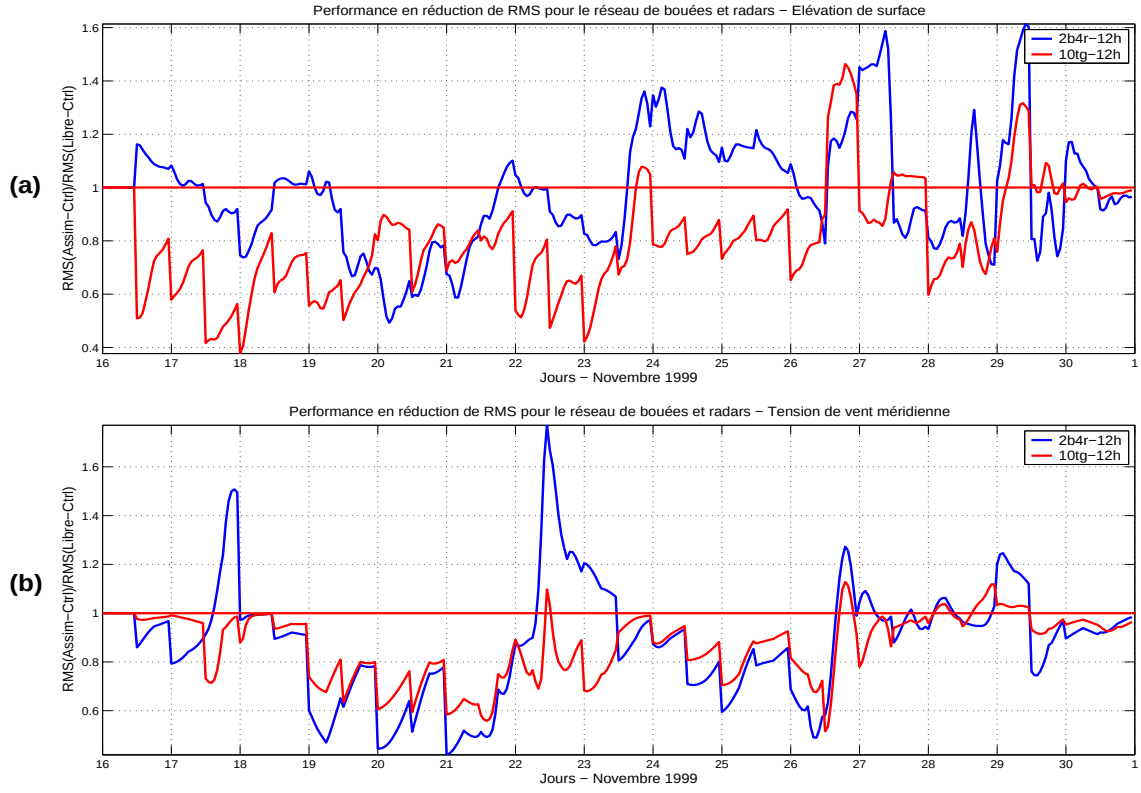


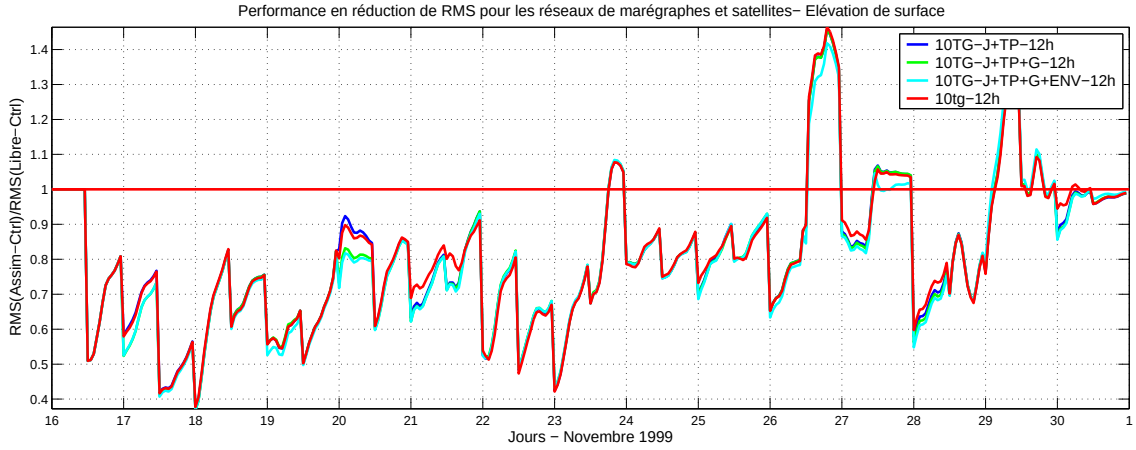
Fig. *6.21* – *Idem que la figure 6.20 pour* **(a)** *l'élévation de surface et* **(b)** *la tension de vent méridienne.*

6.5 Combinaisons des réseaux

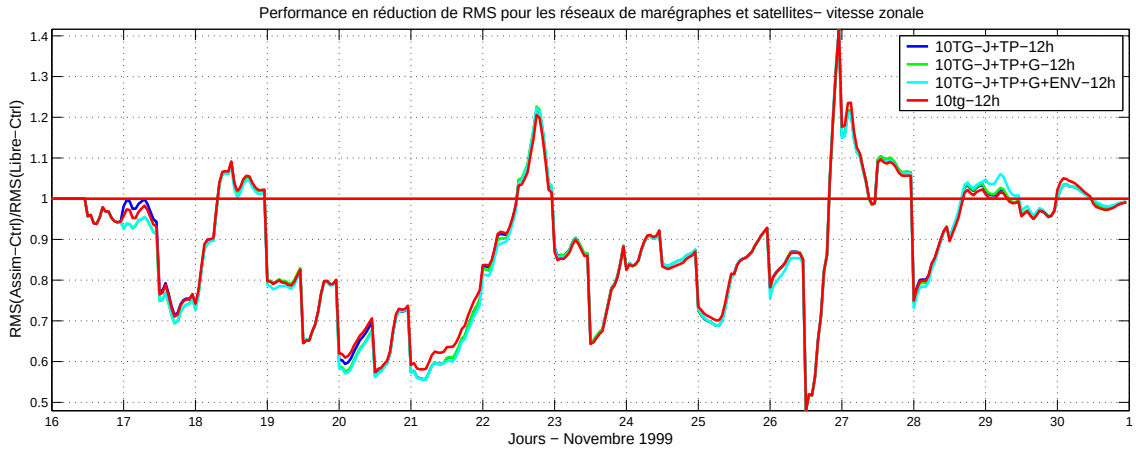
L'impact de la combinaison des différents réseaux étudiés précédemment est maintenant examiné. Des configurations marégraphiques et satellitales sont d'abord envisagées, puis la complémentarité de données d'élévation de surface et de vitesses est étudiée par l'intermédiaire d'une configuration de marégraphes, de bouées et de radars HF. Enfin, les performances d'un réseau regroupant les trois types de systèmes d'observation sont présentées.

6.5.1 Performances des configurations marégraphes+satellites

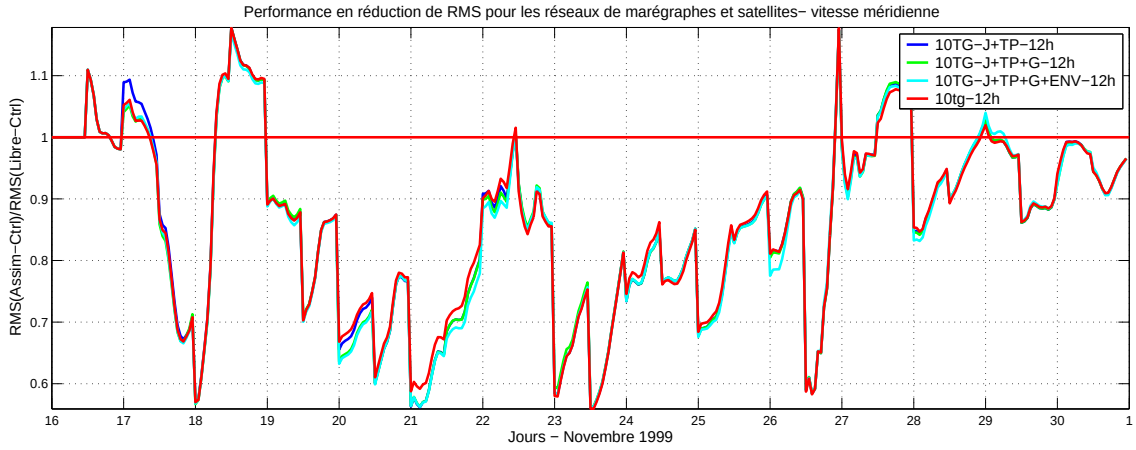
Nous considérons dans cette section 3 configurations marégraphiques et satellitales, combinant le réseau de référence de 10 marégraphes et les 3 constellations de satellites précédemment étudiées ; les 3 configurations combinées sont donc *10tg+Jason+Topex-12h*, *10tg+Jason+Topex+GFO-12h* et *10tg+Jason+Topex+GFO+Envisat-12h*.
La *figure 6.22* illustre la comparaison de la réduction de l'erreur *rms* dans les 3 configurations considérées, pour l'élévation de surface et les vitesses. Ces graphiques ne montrent pas de complémentarité évidente entre les deux types de réseaux d'observation, **dans le cadre de notre étude** : la plupart des corrections altimétriques sont moins efficaces que les corrections marégraphiques, de telle sorte que le contrôle de l'erreur est essentiellement assuré par le réseau de marégraphes. Mourre constatait au contraire qu'en Mer du Nord, les deux réseaux étaient fortement complémentaires, la composante marégraphique ayant une influence essentiellement sur la frange côtière, et la composante altimétrique permettant des corrections efficaces au large ; les performances de ses réseaux altimétriques sont ainsi doublées par l'apport des marégraphes. Dans notre schéma, le réseau satellital est en soi très peu efficace ; sa contribution reste donc très limitée. La configuration *10tg+Jason+Topex+GFO+Envisat-12h* permet tout de même d'améliorer d'environ 10 % (pour l'élévation de surface) la réduction statistique de l'erreur du 20 au 22 novembre par rapport à la configuration *10tg-12h*, et limite la dégradation du 27 (12h) au 28 ; le contrôle est aussi légèrement amélioré en fin de période.
Si l'impact des satellites semble négligeable dans les résultats présentés, ll faut cependant garder à l'esprit que ces résultats sont des statistiques spatiales sur tout le domaine, et prennent donc en compte les corrections à longue distance de la trace du satellite, corrections pouvant être inefficaces voir dégradantes. Nous rappellons que localement et ponctuellement les corrections altimétriques peuvent être efficaces, comme mentionné dans l'étude du potentiel de correction des constellations de satellites, *section 6.3.2*.



(a)



(b)



(c)

Fig. 6.22 – *Comparaison des diagnostics 2 relatifs* **(a)** *à l'élévation de surface et les vitesses* **(b)** *zonale et* **(c)** *méridienne, dans les configurations 10tg+Jason+Topex, 10tg+Jason+Topex+GFO-12h et 10tg+Jason+Topex+GFO+Envisat-12h et 10tg-12h.*

6.5.2 Performances des réseaux marégraphes/radars+bouées

La complémentarité de données d'élévation de surface et de vitesses pour le contrôle de l'erreur statistique du modèle est estimée à partir d'une configuration *10tg+2b4r-12h*, combinant les 10 marégraphes de référence et le réseau de bouées et radars-HF étudiés précédemment. Les résultats sont regroupés dans les *figures 6.23* et *6.24*, comparaison des diagnotics 2 relatifs aux variables océaniques, dans les deux configurations *10tg+2b4r-12h* et *10tg-12h*.

La complémentarité des deux réseaux est ici clairement visible : le contrôle de l'erreur sur l'élévation et surtout les vitesses est nettement amélioré ; les pics d'erreur du 18 (12h) et 26 novembre sont corrigés plus efficacement, notamment dans le cas des vitesses ; la composante zonale ne subit ainsi pas de dégradations pendant plus de 10 jours. D'autre part, si la croissance d'erreur des vitesses après correction est légèrement trop rapide (similaire à celle constatée dans la configuration *2b4r-12h*), le niveau moyen de correction est tout de même amélioré, passant de 14.3 % pour *10tg-12h*, à 18.5 % pour *2b4r-12h* et 25.4 % pour *10tg+2b4r-12h* (ces taux de correction sont présentés sur la *figure 6.26*, page *199*).

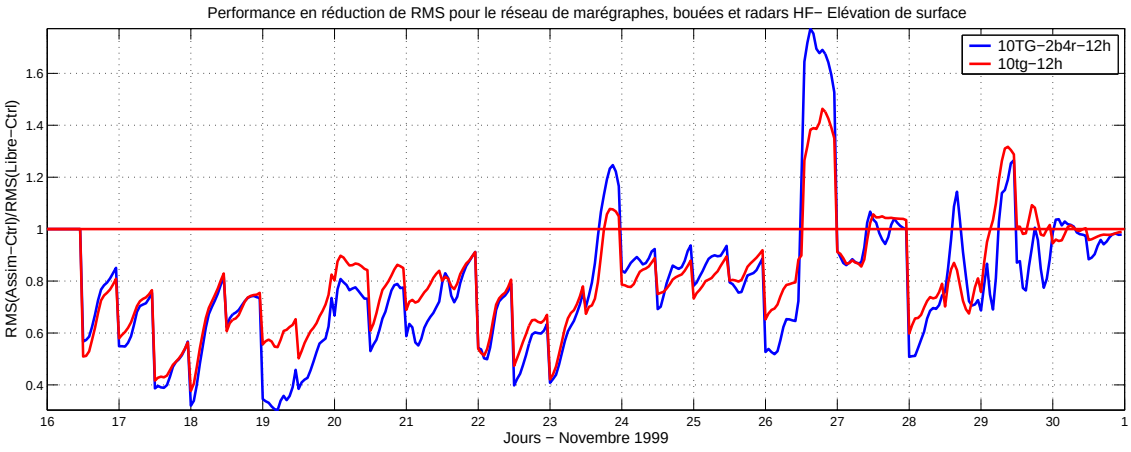
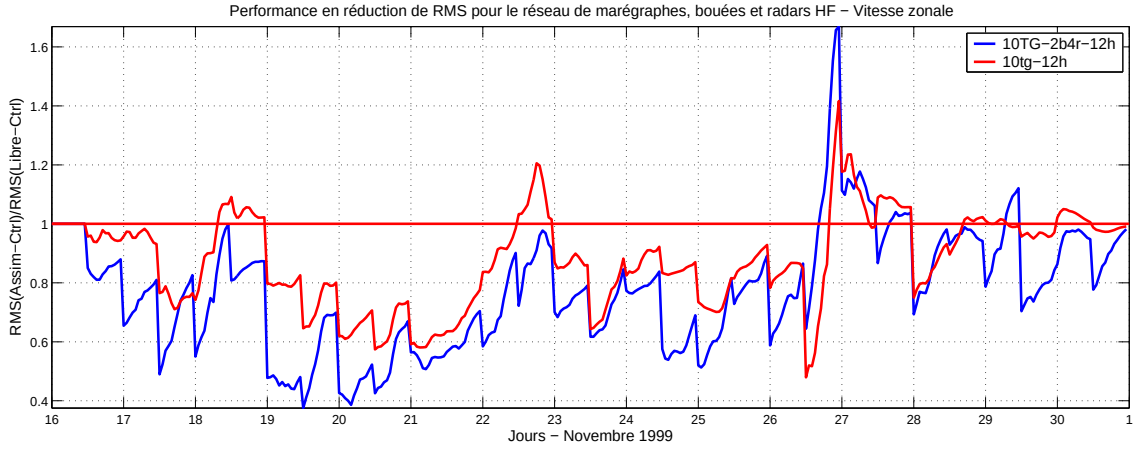
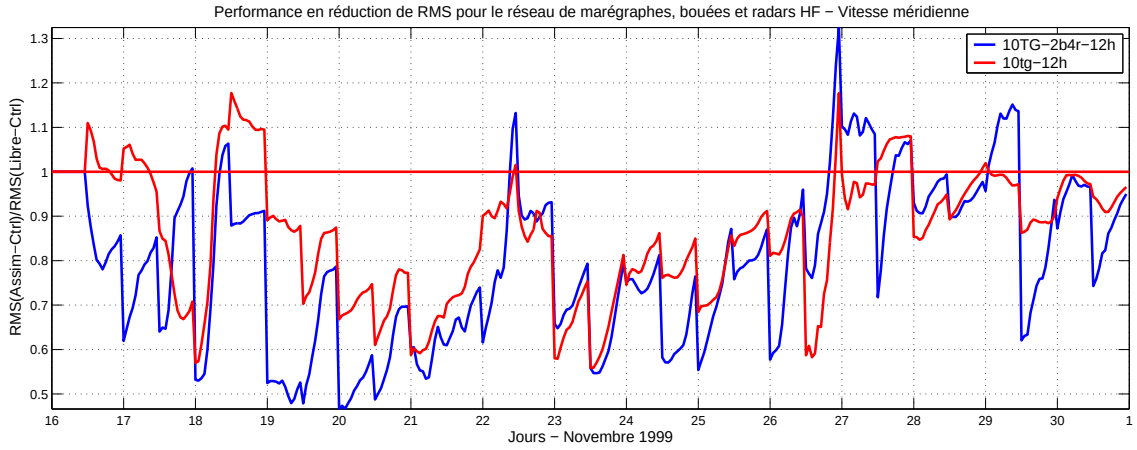


Fig. *6.23* – *Comparaison des diagnostics 2 relatifs à l'élévation de surface, dans les configurations 10tg+2b4r-12h (bleu) et 10tg-12h (rouge).*



(a)



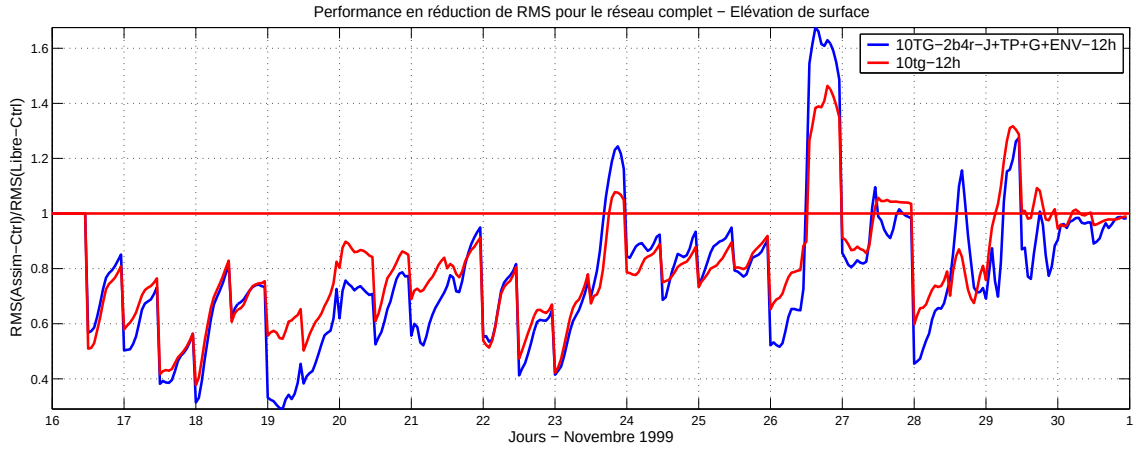
(b)

Fig. *6.24* – *Idem que la figure 6.23 pour les vitesses* ***(a)*** *zonale et* ***(b)*** *méridienne.*

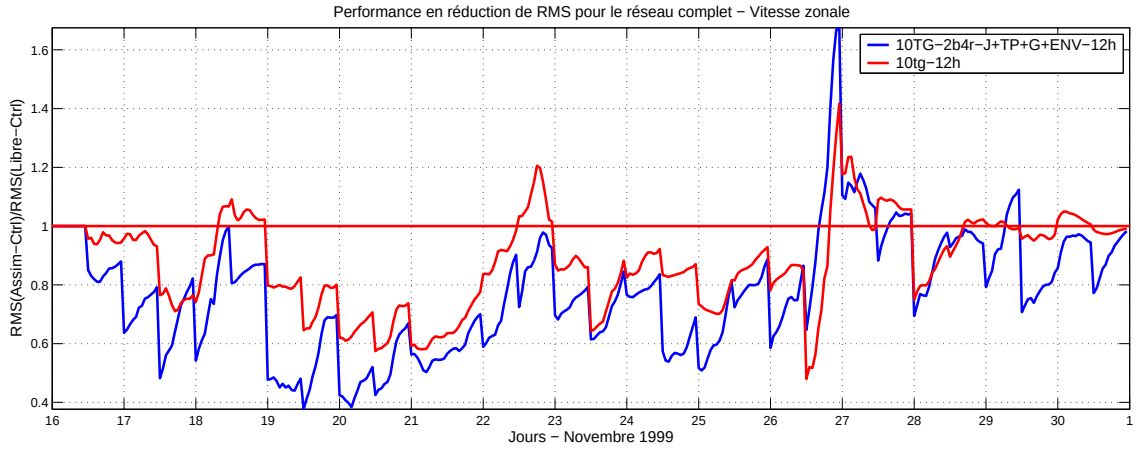
6.5.3 Réseau global

Les performances d'un réseau global *global-12h*, combinant les configurations *10tg-12h*, *2b4r-12h* et *Jason+Topex+GFO+Envisat-12h*, sont finalement examinées. Les mêmes diagnostics sont présentés sur la *figure 6.25*. Comme on l'a vu précédemment, l'impact des réseaux satellitaux est nettement moins marqué que celui des réseaux marégraphiques dans notre étude ; par conséquent, les performances du réseau *global-12h* sont très similaires à celles de la configuration *10tg+2b4r-12h*. Seul le contrôle de l'erreur d'élévation de surface est légèrement amélioré du 30 novembre au 1^{er} décembre.

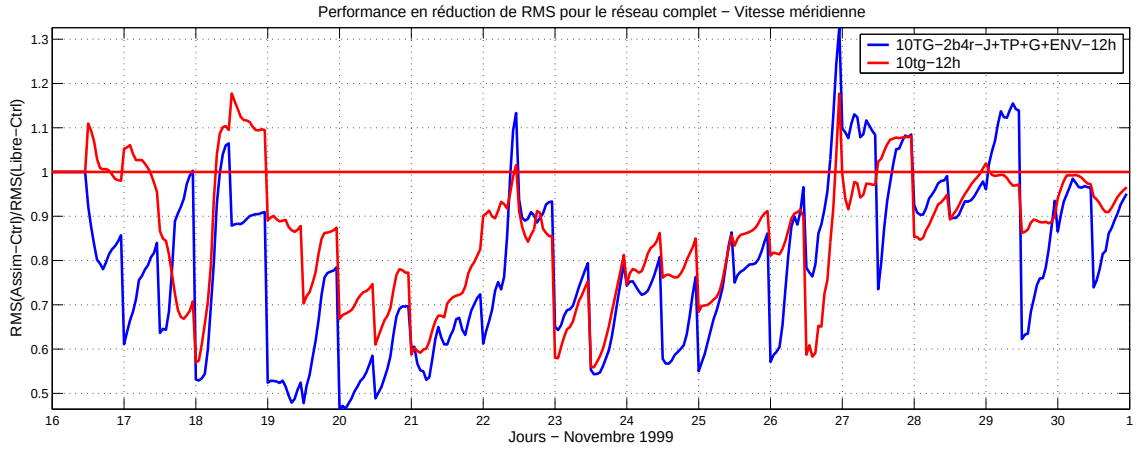
6.5 Combinaisons des réseaux



(a)



(b)



(c)

Fig. *6.25* – *Comparaison des diagnostics 2 relatifs* ***(a)*** *à l'élévation de surface et aux vitesses* ***(a)*** *zonale et* ***(b)*** *méridienne, dans les configurations global-12h (bleu) et 10tg-12h (rouge).*

6.6 Récapitulatif des statistiques spatio-temporelles sur le contrôle de l'erreur

Les histogrammes de la *figure 6.26* regroupent les performances de toutes les configurations d'observation étudiées, quant à la réduction de l'erreur *rms* respectivement de l'élévation de surface et des vitesses zonale et méridienne.

Dans le cas de réseaux non combiné, les meilleures performances statistiques sont globalement assurées par les réseaux marégraphiques *10tg-12h* et *21tg-12h* ; ce dernier assure notamment une correction supérieure d'un facteur 3 à celle des réseaux satellitaux. Les processus d'erreur qui se développent à des échelles temporelles courtes, et selon des échelles spatiales de l'ordre de 300 km, sont donc efficacement capturés par ce type de réseaux. **L'échantillonnage temporel régulier et fréquent, associé à une localisation et une répartition spatiale optimales - le domaine d'étude est à dominance côtière/plateau - de ces réseaux marégraphiques jouent donc un rôle prépondérant dans le contrôle des erreurs statistiques du modèle en réponse aux incertitudes dans les forçages atmosphériques.** Ces histogrammes mettent aussi en relief l'impact de l'assimilation de données de vitesses, et l'efficacité d'un réseau combinant marégraphes, bouées et radars : le réseau *10tg+2b4r-12h* améliore en effet de près de 10 % les performances de correction en vitesses du réseau *10tg-12h* de référence. Le contrôle de l'élévation de surface est aussi amélioré par ce type de réseau mais dans une moindre mesure. Ces résultats confirment donc, **pour l'étude présentée, la complémentarité des données d'élévation de surface et de vitesses, et l'intérêt d'un réseau combinant stations marégraphiques, bouées eulériennes et radars-HF**.

6.6 Récapitulatif des statistiques spatio-temporelles sur le contrôle de l'erreur

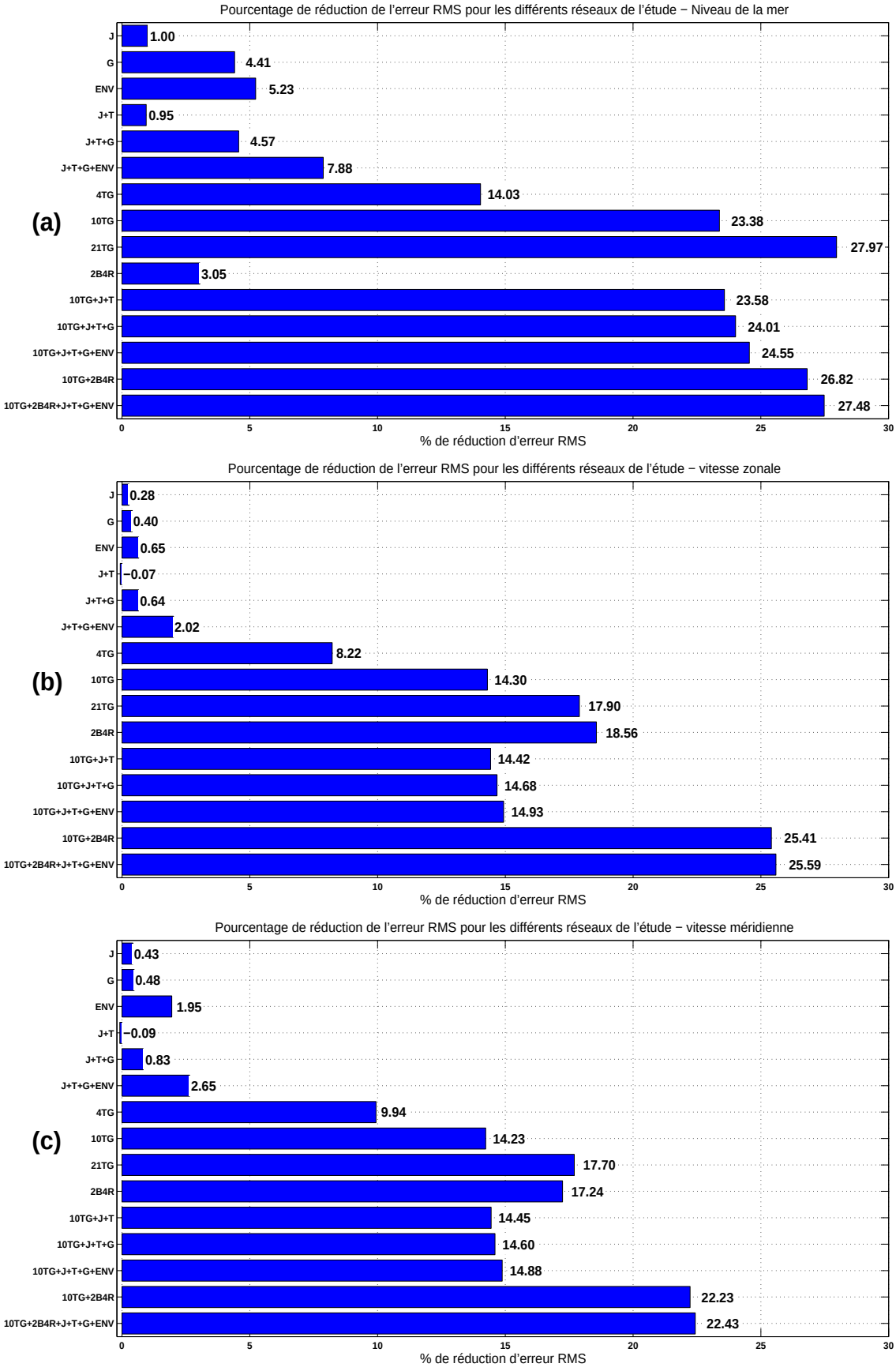


Fig. *6.26* – *Histogrammes récapitulatifs des réductions globales d'erreur rms sur* **(a)** *l'élévation de surface et les vitesses* **(a)** *zonale et* **(b)** *méridienne, obtenues dans tous les systèmes d'observation étudiés du 16 novembre au 1er décembre 1999*

Conclusions

L'objectif de cette thèse était double. Il s'agissait dans un premier temps, de caractériser le sous-espace d'erreur d'un modèle barotrope implémenté sur la zone du Golfe de Gascogne et de la Manche, en réponse aux incertitudes sur les forçages atmosphériques ; dans une seconde étape, nous avions pour objectif de proposer une méthodologie robuste permettant de contrôler le sous-espace d'erreur du modèle en utilisant les statistiques d'erreurs sous forme d'EOFs d'ensemble. La méthodologie, ainsi que la sensibilité de cette dernière à plusieurs paramètres majeurs de la configuration ont été testées dans le cadre d'expériences jumelles.

Dans une phase préliminaire, une partie du travail fut consacrée à la caractérisation des principaux processus barotropes induits par la réponse dynamique de l'océan au forçage météorologique. Pour ce faire, nous avons mis en place une configuration réaliste d'étude de cette dynamique, en utilisant le modèle barotrope MOG2D, implémenté sur la zone du Golfe de Gascogne et la Manche, et validé par comparaison aux observations marégraphiques disponibles sur les côtes espagnoles et françaises. La dynamique haute fréquence forcée par l'atmosphère a été ensuite détaillée durant la période d'étude, courant du 16 novembre au 1^{er} décembre. Celle-ci est très variable à l'échelle du domaine : dans le Golfe de Gascogne, nous avons montré que la réponse océanique en élévation de surface était principalement pilotée par les variations de pression atmosphérique, alors qu'elle est essentiellement contrôlée par le vent dans la Manche et le long des côtes sud-ouest irlandaises. Des propagations d'ondes de Kelvin ont aussi été mises en évidence dans la Manche, générées par des variations brutales du champ de pression et de vent associées aux passages de perturbations atmosphériques dans le Nord du domaine.

La réponse océanique à la pression et au vent ainsi caractérisée, nous nous sommes intéressés à l'impact statistique des incertitudes des forçages atmosphériques sur cette dynamique barotrope. Notre premier objectif se résumait à la question suivante :

- **Comment caractériser les erreurs du modèle barotrope MOG2D (implémenté en**

zone côtière) en réponse aux incertitudes sur les forçages atmosphériques ?

Pour y répondre, nous avons mis en place une méthode d'ensemble. Reprenant l'approche utilisée par Auclair *et al.* (2003), nous avons généré un ensemble de 300 perturbations atmosphériques, obtenues par combinaisons linéaires aléatoires des 10 principaux modes (EOFs) de variabilité spatio-temporelle du champs de forçage météorologique de référence. Nous avons construit par cette méthode un ensemble *a priori* de perturbations atmosphériques réalistes et dynamiquement cohérentes avec les champs de référence. Les erreurs du modèle ont ensuite été décrites par le biais de statistiques calculées à partir de l'ensemble *a posteriori* de simulations du modèle résultant. Nos questions plus spécifiques concernant les statistiques d'erreur étaient les suivantes :

- **Quelles sont les structures spatiales des erreurs étudiées ?**
- **Dans quelle mesure les statistiques d'erreurs obtenues vont-elles évoluer dans le temps ?**
- **Les hypothèses simplificatrices communément admises en zone hauturière sont-elles applicables dans notre configuration ?**

Tout d'abord, nous avons montré que l'**hypothèse d'homogénéité** des statistiques des erreurs étudiées n'est **pas applicable** dans notre étude en zone côtière et de plateau : la variance d'erreur (approchée par la variance d'ensemble) de l'élévation de surface atteint sa valeur maximale dans la Manche, et apparaît presque entièrement contrôlée par les erreurs du champ de vent ; elle est beaucoup plus faible dans le Golfe de Gascogne, et principalement générée par les erreurs de pression, elles-mêmes relativement faibles par construction. En ce qui concerne les courants barotropes, l'impact des erreurs atmosphériques sur la modélisation des vitesses s'est révélé différent dans la partie profonde et sur le plateau : les erreurs associées sont essentiellement localisées dans la frange côtière peu profonde où elles sont fortement pilotées par les erreurs dans la tension de vent, et quasiment nulles en zone plus profonde. D'autre part, les statistiques obtenues ont clairement montré une **non-stationnarité** des erreurs modélisées. Elles mettent en évidence des **régimes d'erreur** évoluant rapidement, et fortement corrélés aux développements des erreurs dans les forçages météorologiques. Les durées typiques de ces régimes d'erreur sont de l'ordre de 24-36 heures pour l'élévation de surface, et 12-36 heures pour les vitesses barotropes. Enfin, nous avons décrit ces structures d'erreurs sous forme de structures covariantes d'erreurs, par le biais d'EOFs d'ensemble multivariés (les variables océaniques et atmosphériques sont considérées). Ces modes de variabilité de l'erreur du modèle, calculés à partir d'états de l'ensemble modèle à différents instants (afin de prendre en compte le caractère instationnaire de l'erreur), ont permis de décrire l'intense régime d'erreur se développant en Manche, mais aussi de souligner la complexité des structures d'erreurs étudiées dans les zones proches des côtes et/ou du talus. De plus, ces structures d'erreurs covariantes se sont avérées **anisotropes**. Cette étude confirme ainsi que **les hypothèses habituellement faites sur les caractéristiques des erreurs dans les processus dynamiques hauturiers ne sont pas applicables en zone côtière et de plateau**.

Dans une deuxième étape, les statistiques d'erreurs obtenues sous forme d'EOFs d'ensemble multivariés ont été utilisés dans le schéma d'assimilation de données séquentiel SEQUOIA, couplé au modèle océanique, dans le but de contrôler les erreurs de ce dernier. Les performances de ce système pour corriger et contraindre l'erreur du modèle induite par les incertitudes dans les forçages atmosphériques ont été étudiées dans un cadre d'expériences jumelles. Dans ce contexte, des observations sont extraites d'une simulation de *contrôle* et assimilées dans une simulation *libre* (ces deux simulations sont tirées de l'ensemble de trajectoires perturbées du modèle). Par conséquent, les structures d'erreur que l'on cherche à corriger (représentées synthétiquement par la différence *libre-contrôle*) sont plus 'riches' que celles décrites par la base d'EOFs.
Tout d'abord, nous nous sommes attachés à calibrer le système d'assimilation SEQUOIA/MOG2D au moyen de tests de sensibilité à différents paramètres de la configuration. Les questions spécifiques soulevées en introduction à ce manuscrit étaient les suivantes :

- **Quels types de diagnostics peut-on utiliser pour caractériser les performances du système ?**
- **L'utilisation des statistiques d'erreur calculées sous forme d'EOFs d'ensemble permet-elle de contraindre efficacement le modèle ?**
- **Dans quelle mesure des statistiques d'erreur indépendantes du temps peuvent-elles permettre de contrôler le développement de ces erreurs ?**
- **Est-il suffisant de corriger les seules variables océaniques pour assurer un contrôle efficace de ces erreurs ?**

Un **jeu de diagnostics** d'assimilation de données, basés sur des critères statistiques, a préalablement été choisi pour mener à bien ces tests. Certains utilisent des critères **adaptés au cadre des expériences jumelles**, tels que la mesure de distance *rms* (resp. la corrélation) entre les trajectoires *assimilée* et *contrôle*, permettant de qualifier l'efficacité de la correction par comparaison à la distance *rms* (resp. la corrélation) entre *libre* et *contrôle*. D'autres, comme la méthode dite du "J_{min}" basée sur les travaux de Talagrand (1998) et Sadiki (2005), permettent de qualifier la **cohérence intrinsèque du schéma d'assimilation**. L'ensemble de ces diagnostics s'est avéré utile pour qualifier la performance du système.
Dans une expérience d'assimilation de référence, pour laquelle les données étaient simulées à partir d'un réseau de 10 marégraphes existants, nous avons pu valider le système. Celui-ci permet de réduire l'erreur de façon significative, pour toutes les variables du vecteur d'état. Nous avons constaté, au travers des différentes expériences de sensibilité menées, que ces résultats étaient sensibles à certains paramètres clés. Il est apparu **nécessaire de contraindre non seulement les variables océaniques mais aussi atmosphériques**, pour assurer un contrôle efficace de l'erreur. Ce résultat nous confirme ainsi la très forte sensibilité du modèle aux conditions atmosphériques et aux erreurs associées. D'autre part, nous avons noté qu'en dépit de ces corrections satisfaisantes, la croissance de l'erreur demeurait significative entre deux analyses ; dans un test de sensibilité à la fréquence d'assimilation et aux performances en prévision,

nous avons pu constater que le système assurait un contrôle de l'erreur efficace en prévision à court-terme, mais plus limité à moyen terme : l'**horizon de prévision a été mesuré à environ 30 heures**, dans la configuration actuelle du système. Cependant, cette limite semble être conditionnée par le temps de persistence de la correction des variables atmosphériques, fixé à 24 heures dans les expériences. Enfin, la question critique de la dépendance temporelle des statistiques d'erreurs utilisées dans le système d'assimilation a été soulevée : en regard de la forte non-stationnarité des variances d'erreurs du modèle, il n'était pas assuré qu'une base d'EOFs indépendante du temps (mais contruite à partir d'échantillons pris en plusieurs instants de l'ensemble) puisse représenter efficacement les structures d'erreurs se développant au cours de la simulation, et par la même les contrôler. Une **base d'EOFs d'erreurs 'améliorée'**, calculée préalablement aux expériences et spécifique de chacun des instants d'analyse, permet certes des **corrections plus efficaces**, mais n'**améliore que très légèrement le contrôle de l'erreur** et les performances en prévision. Cependant, il faut garder à l'esprit que nous avons réalisé dans cette expérience un compromis entre une configuration de type OI (peu coûteuse en utilisation avec des EOFs moyens) et un schéma de type filtre de Kalman d'ensemble (avec un coût numérique plus élevé), et que celle-ci donne des résultats somme toute satisfaisants.

Enfin, le système ainsi validé a été utilisé pour la comparaison et l'étude de performances de différents réseaux d'observation. Tous les réseaux considérés sont existants ou réalistes et permettent de combiner des données d'élévation de surface (provenant d'observations *in situ*, simulées en différentes stations marégraphiques, et altimétriques) et de vitesses barotropes (simulant aussi des mesures *in situ* effectuées par des radars HF et des bouées ancrées réelles). Nous cherchions principalement à répondre à la question suivante :

- **Quels types de données et de réseau d'observations sont efficaces pour contrôler les erreurs du modèle ?**

Il est clairement apparu que les réseaux les plus efficaces sont ceux proposant une **fréquence régulière d'observation et une couverture spatiale étendue**. Ainsi, les performances de correction des réseaux marégraphiques sont nettement plus élevées que celles des réseaux altimétriques : un réseau de 21 marégraphes assimilés toutes les 2 heures assure environ 30% de correction de l'erreur d'élévation de surface, contre 8% pour le réseau combinant les satellites *Jason, Topex, GFO et Envisat*. La couverture spatiale assurée par les traces altimétriques, essentiellement hauturière, et le sous-cycle d'observation associé (3 jours) ne permettent pas de contrôler efficacement la plupart des structures d'erreurs du modèle dont on a montré qu'elles se développaient essentiellement en zone côtière et selon des régimes temporels rapides (de l'ordre de 24 heures). Ces résultats rejoignent globalement ceux de Baptiste Mourre qui montrait en 2004 (voir aussi Mourre *et al.*, 2005) qu'un réseau de 20 marégraphes assimilés à 6 heures permettait de contraindre très efficacement les erreurs du même modèle induites par les incertitudes sur la bathymétrie. En outre, s'il mettait en évidence une complémentarité notable entre réseaux marégraphiques et altimétriques dans sa configuration d'étude (utilisant notamment une méthode d'assimilation plus complexe que celle considérée dans cette étude), nous

ne sommes pas arrivés à de telles conclusions dans notre cas. Cependant, la combinaison d'un réseau marégraphique, fournissant des données d'élévation de surface, et d'un réseau de radars HF et de bouées, fournissant des mesures de courant, révèle une complémentarité intéressante, notamment en terme de correction des vitesses : celle-ci passe ainsi d'environ 14% dans le cas du réseau de 10 marégraphes assimilés à 2 heures, à près de 25% dans le cas de la combinaison de données de SLA et de vitesses.

De nombreuses perspectives s'ouvrent finalement à ce travail. En termes de modélisation de la dynamique barotrope induite par les forçages atmosphériques dans la zone du Golfe de Gascogne et la Manche, il sera intéressant de visualiser l'impact de champs de forçages météorologiques à une résolution spatio-temporelle plus fine, comme celles des champs issus des modèles météorologiques ALADIN et AROME, développés à Météo-France. Par ailleurs, nous avons calibré le système par l'intermédiaire du diagnostic de cohérence interne (test du J_{min}), d'où il ressort que les erreurs atmosphériques modélisées on été spécifiées de manière réaliste. Néanmoins, des ensembles atmosphériques issus d'AROME (obtenus dans le cadre d'une collaboration avec Météo-France) permettraient peut-être une meilleure caractérisation des erreurs atmosphériques, que l'on pourrait alors utiliser pour perturber encore plus efficacement les champs météorologiques de référence. Il serait notamment intéressant de poursuivre l'étude de sensibilité à ce type de forçage haute résolution dans la période suivant celle que nous avons étudiée, *i.e.* celle de décembre 1999, pendant laquelle des tempêtes d'une rare intensité ont frappé les côtes ouest européennes et ont engendré des phénomènes de surcotes importantes.

Plusieurs questions peuvent être identifiées en perspective à l'étude d'assimilation.

- **Comment améliorer l'horizon de prévision du système d'assimilation ?**

Le taux de correction de l'erreur obtenu dans cette étude est de l'ordre de 25-30% (pour l'élévation de surface), associé à une limite de prévision de l'ordre de 30 heures. Ces valeurs sont certes satisfaisantes, mais demeurent un peu faibles. Il serait intéressant de s'appuyer sur les résultats d'une étude consacrée à l'impact de forçages atmosphériques haute résolution, comme proposée ci-dessus, et d'examiner la sensibilité au nombre de données assimilées. Un effort conséquent est cependant requis pour améliorer la modélisation des statistiques d'erreurs et notamment leur évolution temporelle. Pour ce faire, plusieurs solutions peuvent être avancées : toujours dans l'utilisation du schéma d'assimilation SEQUOIA, les EOFS d'ensemble pourraient être calculés à partir d'un plus grand nombre d'instants, afin d'échantillonner un maximum de structures d'erreurs du modèle. La prise en compte des *tendances* des signaux océaniques dans le vecteur d'état pourrait de même améliorer le contrôle de l'évolution temporelle de l'erreur lors des expériences d'assimilation. La mise en place de schémas d'assimilation plus avancés devrait aussi nous permettre d'affiner la modélisation de ces erreurs (au prix cependant d'un coût de calcul nettement plus élevé) : notamment, moyennant quelques modifications du code source de SEQUOIA, l'implémentation d'un schéma de type Filtre de Kalman d'Ensemble à Ordre Réduit (ROEnKF), pour lequel les statistiques d'ensemble sont calculées au moment de

l'analyse, permettrait de prendre en compte l'évolution temporelle de l'erreur du modèle, et d'effectuer une comparaison rigoureuse des résultats avec ceux obtenus dans la présente étude. Enfin, il serait probablement enrichissant d'examiner en parallèle les résultats fournis par un Filtre de Kalman d'Ensemble complet, et de les comparer à ceux présentés dans ce manuscrit, ceux de Baptiste Mourre, et ceux obtenus avec un ROEnKF.

- **Quel changements serait-il nécessaire d'apporter à la configuration actuelle afin de configurer le présent système d'assimilation en mode opérationnel ?**

Nous reprenons ici les exigences scientifiques et technologiques requises pour l'implémentation d'un système opérationnel, présentées en *section 4.2.5* et nous les commentons à la lumière des résultats obtenus dans l'étude :

- **utiliser une technologie multivariée** : nous avons montré que par l'intermédiaire d'un vecteur d'état et de statistiques d'erreurs multivariés, la correction apportée au champ d'élévation de surface est efficacement propagée au champs de vitesses barotropes. Par ailleurs, nous avons testé avec succés l'assimilation simultanée de plusieurs types d'observations de hauteur de mer et de vitesses.
- **être adapté à des vecteurs d'état de grande dimension à un coût raisonnable** : dans le noyau MANTA, le coût de l'analyse est réduit car l'inversion se fait dans l'espace des EOFs (espace réduit). Le temps supplémentaire moyen de trente analyses (pour une configuration de 120 données marégraphiques assimilées toutes les 12h selon des EOFs moyens) est de 1.7 % de plus que la durée d'une simulation *libre*, et ce pour un vecteur d'état dont la dimension est de l'ordre de 10^6. Il serait donc possible d'augmenter significativement la taille du vecteur d'état (dans le cas de l'utilisation d'un modèle tridimensionnel ou d'un raffinement du maillage), du nombre de données, ... dans la mesure où la marge de progression du temps requis par l'assimilation de données est confortable (on estime qu'un schéma d'assimilation est "économique" jusqu'à un surcoût de 100% du temps d'intégration).
- **pouvoir fournir des prévisions à court terme** : dans le cadre d'expériences jumelles, nous avons montré que la prévision océanique était améliorée dans la limite d'une échéance de 30 heures ; il apparaît nécessaire de mesurer plus précisément l'impact de la persistence de la correction, à la fois océanique et atmosphérique, afin d'optimiser la configuration. Le problème de la qualité des champs atmosphériques utilisables devra être aussi examiné : il faudra probablement quantifier dans quelle mesure des produits atmosphériques prévus, associés à de brusques changements de qualité (à l'interface analyse/prévision) vont dégrader les solutions du modèle, et recalibrer le système en conséquence via la méthode du J_{min} (par exemple par le biais de modifications des variances d'erreurs de prévision). Nous n'avons pu tester le système développé dans une configuration temps réel, mais nous prévoyons de mettre en place un *prototype de bulletin océanique* en temps réel simulé, dans lequel les problématiques mentionnées ci-dessus pourront être analysées.
- **pouvoir fournir des estimations des erreurs d'analyse et de prévision** : le système

dans sa configuration actuelle ne permet pas de fournir de telles estimations. Ces points doivent donc être développés.

▷ **être "cognitif"** : l'Interpolation Optimale classique ne peut satisfaire à cette exigence dans la mesure où, par définition du schéma, le sous-espace d'erreur n'évolue pas. Cependant, nous avons construit dans cette étude une base d'EOFs d'erreurs prenant en compte la variabilité temporelle des erreurs du modèle ; le système s'est avéré en mesure de corriger en partie l'erreur du modèle, et ses performances devraient être probablement améliorées dans le cas où il évoluerait vers une configuration plus avancée, de type ROEnKF, SEEK ou EnKF.

▷ **être robuste** : le système est stable et efficacement contrôlé, dans la mesure où nous n'avons pas observé au cours de l'étude, de développement d'instabilités, ni de transitoire violent, ni encore de génération d'oscillations à l'initialisation ; la modélisation des covariances d'erreurs de prévision sous forme d'EOFs moyens tirés des simulations assure donc des corrections réalistes. Notons simplement que l'utilisation d'"EOFs du jour" produit une trajectoire à la fois légèrement meilleure et parfois plus instable, ce qui compliquerait la fourniture de barres d'erreur fiables. Nous n'avons pas réalisé de test de sensibilité du système à un dégradation des informations d'entrée (nombre d'observations, qualité des forçages atmosphériques ...), mais ceci pourrait être aisément réalisé dans le cadre du bulletin océanique mentionné précédemment.

▷ **être évolutif** : le code SEQUOIA a été construit avec un souci de modularité et d'évolutivité. Il a déjà été couplé avec succés au modèle tridimensionnel SYMPHONIE (développé par Patrick Marsaleix du Laboratoire d'Aérologie de Toulouse) dans le cadre de l'étude de Gabriel Jordà-Sanchez (2005) et celle de Claire Dufau-Julliand (en cours) réalisées au Pôle d'Océanographie Côtière. Comme mentionné précédemment, le code actuel peut aussi utiliser d'autres noyaux d'analyse, être configuré en Filtre de Kalman d'Ensemble, et moyennant quelques modifications, fonctionner en ROEnKF.

▷ **être accepté et publié par la communauté scientifique, et prêt à être testé dans un futur proche** : l'utilisation de techniques d'assimilation à ordre réduit appliquées à l'océanographie a été validée et implémentée dans plusieurs systèmes opérationnels tels que MERCATOR, MFS et ADRICOSM (via le code SOFA, précurseur de SEQUOIA). Par ailleurs, le système SEQUOIA/SYMPHONIE a été validé par Gabriel Jordà-Sanchez (thèse de doctorat, 2005). Enfin, en début d'année 2006, un article que j'ai rédigé avec d'autres auteurs, a été soumis en vue d'une publication au *Journal of Geophysical Research - Oceans* (Lamouroux *et al.*, 2006).

Les résultats obtenus dans le cadre de l'étude du système SEQUOIA/MOG2D nous ont permis de répondre de manière satisfaisante à un certain nombre des exigences requises par les systèmes opérationnels. D'autres points restent aussi à améliorer pour finaliser la validation de la mise en place opérationnelle du système d'assimilation étudié : il apparaît en effet nécessaire d'affiner l'étude de l'impact des observations en fonction de leur distribution géographique, et notam-

ment de comparer l'impact de données sur la plateau et sur la zone profonde, afin de conclure quant à l'intérêt et l'impact des différents types de mesures disponibles (marégraphiques, altimétriques et de bouées et radars HF) dans l'étude et le contrôle des erreurs considérées. Enfin, la *localisation* des covariances d'erreur semble un point de passage obligé dans la perspective de l'application à des domaines plus étendus.

Table des figures

2.1 Le Golfe de Gascogne - d'après Van Haken (2002) 11

2.2 Situation atmosphérique typique **(a)** de la période hivernale (19 décembre 1997) et **(b)** de la période estivale (27 juillet 1998) - Pression atmosphérique (D'après rapport OSPAR 2000) 12

2.3 Situations atmosphériques typiques sur le bassin atlantique nord-est 14

2.4 **(a)** Courant géostrophique (cm.s^{-1}) déterminé à partir de la section N-S indiquée - d'après Arhan et al., 1994. **(b)** Composante zonale (positive vers l'est) du courant géostrophique (cm.s^{-1}) déterminée à partir de sections hydrologiques à travers le Golfe de Gascogne (d'après Pingree, 1993) 16

2.5 Distribution spatiale des vecteurs courant de surface (moyennés par zone locale) **(a)** en période estivale (avril à septembre), et **(b)** en période hivernale (octobre-mars). (D'après van Haken H.M. (2002)) 16

2.6 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) . 17

2.7 **(1)** : circulation observée par les courants résiduels enregistrés aux différents mouillages. Les courants de surface, mi-profondeur et près du fond sont respectivement indiqués par des pointillés, des traits pleins et des traits discontinus. **(2)** : séries annuelles de courants moyens (sur 30 jours) sur la pente continentale nord espagnole (bouée 98) aux profondeurs 210m(A), 482m(B) et 954m(C). En ordonnée : axe ouest-est/amplitude (d'après Pingree and Le Cann, 1990 ; repris dans Le Cann and pingree, 1995) 18

2.8 A gauche : développement de 2 "SWODDIES", notés F90a et O90 et générés respectivement au niveau du Cap Ferret et du Cap Ortegal - Situation du 4 janvier 1990, 13 :48 GMT. A droite : schéma du tourbillon F90a à cette date. (D'après Pingree and Le Cann (1992a)) 19

2.9 Ondes de marée dominantes dans la zone d'étude : **(a)** amplitude (en m) et **(b)** ellipses de courant (en cm.s^{-1}) pour l'onde M_2. **(c)** et **(d)** : idem pour M_4. NB : les échelles de couleurs diffèrent d'un graphique à l'autre. 22

2.10 Courants barotropes engendrés par une tension de vent constante de 1.6 dyne.cm^{-2} sur les plateaux Celtique et Armoricain : vent de **(a)** N-W, **(b)** W, **(c)** S-W, **(d)** S (d'après Pingree and Le Cann, 1989). 25

2.11 Détail du maillage d'étude - côte atlantique française 27

2.12 Maillage d'étude couvrant le Golfe de Gascogne et la Manche 29

2.13 Maillage du Plateau Continental Européen 30

2.14 Localisation des marégraphes utilisés pour la validation du modèle 37

2.15 Comparaison des séries temporelles de niveau de la mer simulées (modèle sous forçage atmosphérique seul, en rouge) et observées (séries marégraphiques résiduelles, en bleu) pour 4 marégraphes espagnols : Villagarcia, La Corogne, Gijon et Bilbao 39

2.16 Idem pour 4 marégraphes de la façade atlantique française : Les Sables d'Olonnes, La Pallice, Concarneau et Brest 40

2.17 Idem pour 3 marégraphes en Manche : Newlyn, Cherbourg et Le Havre 41

2.18 Evolution de l'élévation de surface durant un cycle de marée sur 6 dates : le 17/11/1999 à 19h00, 21h00 et 23h00, puis le 18/11/1999 à 01h00, 03h00 et 05h00. L'échelle est comprise entre -200 et +200 cm 44

2.19 Evolution temporelle a) de la direction et de la vitesse du vent et b) de la pression atmosphérique de surface en un point situé au large de La Corogne 45

2.20 Idem pour un point situé au large de la Bretagne 46

2.21 Idem pour un point situé au large de l'Irlande (côte ouest) 47

2.22 Vents à 10m (en ms^{-1}) et anomalies de pression atmosphérique de surface (en hPa par rapport au niveau de référence de 1011 hPa) pour 4 dates de la période d'étude 48

2.23 Evolution du niveau de la mer simulé sur la période en un point proche de Bayonne (bleu), et un point au centre du Golfe de Gascogne (rouge). 49

2.24 Idem pour un point à l'entrée ouest de la Manche (rouge), et un point à proximité de l'Île de Wight (bleu). 50

2.25 Idem pour un point à proximité de Cork (bleu), et un point au Sud-Ouest de l'Irlande. 50

2.26 Niveau de la mer simulé par le modèle en réponse au forçage atmosphérique, pour huit dates : le 16, 18, 20, 22, 24, 26, 28 et 30 novembre 1999 à 00h00 . . . 51

2.27 Sections considérées pour l'étude des processus barotropes côtiers sur les différents bassins du domaine 52

2.28 Evolution spatio-temporelle du niveau de la mer le long de la section 1 53

2.29 Idem le long de la section 2 53

2.30 Evolution spatio-temporelle du niveau de la mer corrigé du Baromètre Inverse le long de la section 1 54

2.31 Idem le long de la section 2 54

2.32 Evolution spatio-temporelle du niveau de la mer le long de la section 1, du 26 au 30 novembre 55

2.33 Idem le long de la section 2 55

3.1 Schéma de génération de la perturbation ε_j, pour un mode j donné. 60

3.2 Spectre des valeurs singulières 61

3.3 Pourcentage de variance expliquée par chaque mode 61

3.4 Champs de pression (gauche) et vent (droite), moyennés sur le mois de novembre 1999. 61

3.5 Illustration des 5 premiers EOFs atmosphériques en pression et vent : composantes spatiales (gauche) et temporelles (droite) 62

3.6 Comparaison des champs de pression et vent de référence et perturbés, le 18 novembre, à 12h. 63

3.7 Evolution temporelle des champs atmosphériques de référence (bleu) et perturbés (rouge), en un point au large de la Bretagne. 64

3.8 Distributions de l'élévation de surface aux points A et B (haut) et localisation de ces points dans le domaine (bas-droite) - comparaison de l'allure des deux distributions (bas-gauche). 66

3.9 Moyenne temporelle de la variance d'ensemble pour l'élévation de surface (haut) et les vitesses barotropes (bas) 67

3.10 Evolution temporelle au point A, (a) des variances d'ensemble pour les variables océaniques et atmosphériques, et (b) de tous les membres pour les variables océaniques (par rapport à la référence) et atmosphériques (référence en rouge) 70

3.11 Idem au point B 71

3.12 Illustration du temps d'oubli des conditions initiales : évolution temporelle de la variance d'ensemble (moyennée spatialement) pour les variables océaniques, dans le cas de l'ensemble ENS-REF (bleu) et ENS-CI-24 (rouge) 73

3.13 Comparaison des variances sur l'ensemble ENS-CI-REF et ENS-REF pour l'élévation de surface et les vitesses barotropes, le 25 novembre à 00h 74

3.14 Domaine d'influence (corrélations d'ensemble) d'une observation d'élévation de surface **(a)** à Weymouth et **(b)** Gijon, pour la correction de niveau de la mer et des vitesses barotropes, le 26 novembre 1999 à 00h. Les observations sont localisées par un losange blanc. 77

3.15 Domaine d'influence d'une observation d'élévation de surface **(a)** à Gijon et **(b)** au large pour la correction de niveau de la mer, le 26 novembre 1999 à 00h. . . 78

3.16 Evolution temporelle des domaines d'influence des deux observations d'élévation de surface de Weymouth (gauche) et Gijon (droite), pour la correction de niveau de la mer, les 18, 20, 22, 24, 26, 28 et 30 novembre à 00h. 80

3.17 Domaine d'influence d'une observation d'élévation de surface à Weymouth pour la "correction" **(a)** de pression et **(b)** de tension de vent, le 28 novembre 1999 à 12h. NB : la palette de la figure (a) est inversée (rouge=-1). 82

3.18 Matrice de corrélations obtenue pour 50 points échantillonnant le domaine. L'encart rouge indique les corrélations entre variables océaniques et atmosphériques 83

3.19 Illustration des 5 premiers modes EOFs multivariés, du spectre associé, et du pourcentage de variance expliquée par chaque mode. 87

3.20 Evolution des 5 premiers EOFs d'élévation HF avec le nombre de membres considéré dans l'ensemble de calcul. Pour chaque mode, les 11 palettes sont identiques 89

3.21 Evolution des 5 premières valeurs singulières avec le nombre de membres considéré dans l'ensemble de calcul. 90

4.1 Table confrontant les méthodes d'assimilation existantes aux contraintes exigées dans le contexte opérationnel de MERCATOR (d'après De Mey (1998)) 102

4.2 Réseaux de marégraphes considérés. De droite à gauche : 4, 10 et 21 stations . 111

4.3 Traces et temps de passage de la configuration *Jason* (pour une simulation du 16 novembre au 1^{er} décembre 1999). 113

4.4 Idem pour la configuration *GFO*. 114

4.5 Idem pour la configuration *Envisat*. 115

4.6 Idem pour la configuration *Jason+T/P*. 116

4.7 Réseau de 4 sites radars HF et 2 bouées eulériennes. 118

5.1 Champs de référence et perturbations atmosphériques des simulations *libre* et *contrôle* en pression atmosphérique et vent, le 26 novembre à 00h. 121

5.2 Evolution temporelle des variables atmosphériques (de haut en bas : pression atmosphérique et composantes de la tension de vent) pour les simulations *libre* (rouge), *contrôle* (bleu) et de référence (vert) en un point côtier proche de Bayonne122

5.3 Idem pour un point de la côte anglaise en Manche 122

5.4 Evolution temporelle des variables océaniques (de haut en bas : niveau de la mer, et vitesses barotropes) pour les simulations *libre* (rouge) et *contrôle* (bleu) corrigées de la simulation de référence en un point côtier proche de Bayonne . . 123

5.5 Idem pour un point de la côte anglaise en Manche 123

5.6 Evolution temporelle de la *rms* de (*libre-contrôle*) pour **(a)** les variables océaniques et **(b)** les variables atmosphériques 124

5.7 Evolution temporelle de la différence (*libre-contrôle*) pour l'élévation de surface (bleu), la pression (rouge), l'élévation de Baromètre Inverse (rouge fin), les tensions de vent zonale (vert) et méridienne (rose), en un point **(a)** côtier proche de Bayonne, **(b)** à l'ouvert du Golfe, **(c)** sur la côte sud irlandaise, **(d)** au large des côtes sud irlandaises, **(e)** sur la côte anglaise en Manche, **(f)** au milieu de la Manche. (Echelles : SLA(cm), pression(hPa), SLA_{BI}(cm), τ_{zonal} et $\tau_{meridienne}(Nm^{-2} \times 15)$). 126

5.8 Différences *libre-contrôle* (gauche) et *assimilé-contrôle* (droite) pour le niveau de la mer, les courants barotropes, la pression et la tension de vent, le 17 novembre à 12h (simulation assimilée de référence). 130

5.9 Evolution temporelle des solutions *assimilée* (rouge) et *libre* (bleu) relativement au *contrôle*, pour (de haut en bas) le niveau de la mer et les vitesses zonale et méridienne aux marégraphes de **(a)** Bilbao et **(b)** Newlyn (simulation assimilée de référence). 131

5.10 Diagnostic 2 relatif aux variables **(a)** océaniques (de haut en bas : niveau de la mer, vitesse zonale, vitesse méridienne), et **(b)** atmosphériques (de haut en bas : pression, tension de vent zonale, tension de vent méridienne) (simulation assimilée de référence). 133

5.11 Evolution temporelle, en haut, de l'élévation de surface pour les solutions *assimilée* (rouge) et *libre* (bleu), relativement au *contrôle*, et en bas, de la pression dans les simulations *libre* (bleu), *contrôle* (vert) et *assimilée* (rouge), en un point au centre du domaine (simulation assimilée de référence). 134

5.12 Diagnostic 3 pour les variables océaniques : **(a)** élévation de surface, et vitesses **(b)** zonale et **(c)** méridienne (simulation assimilée de référence). 136

5.13 Idem pour les variables atmosphériques : **(a)** pression atmosphérique, et tensions de vent **(b)** zonale et **(c)** méridienne. 137

5.14 Diagnostic 5 relatif aux variables océaniques - de haut en bas : niveau de la mer, vitesse zonale, vitesse méridienne (simulation assimilée de référence). 139

5.15 Idem pour les variables atmosphériques - de haut en bas : pression, tension de vent zonale, tension de vent méridienne 139

5.16 Diagnostic 4 relatif **(a)** à l'élévation de surface et aux vitesses **(b)** zonale et **(c)** méridienne (simulation assimilée de référence). 140

5.17 Diagnostic 4 relatif **(a)** à la pression atmosphérique et aux tensions de vent **(b)** zonale et **(c)** méridienne (simulation assimilée de référence). 141

5.18 Diagnostic 1 pour l'expérience jumelle de référence - la ligne rouge représente le critère de cohérence. 142

5.19 Sensibilité au pas de temps d'analyse : analyses à 6h (bleu), 12h (vert) et 24h (rouge) - diagnostic 2 relatif aux variables océaniques 145

5.20 Idem pour les variables atmosphériques 145

5.21 Sensibilité au pas de temps d'analyse : analyses à 6h (haut) et 24h (bas) - diagnostic 3 relatif à l'élévation de surface 146

5.22 Idem pour la pression atmosphérique 146

5.23 Décrochage en prévision le 17 à 12h pour les trois simulations à 6h, 12h et 24h - diagnostic 2 - variables océaniques (gauche) et atmosphériques (droite) 148

5.24 Comparaison des configurations *10tg-12h-EOFs(t)* et *10tg-12h* (élévation de surface). **(a)** : diagnostic 2 dans le cas d'EOFs évolutifs (bleu) et de référence (rouge). **(b)** et **(c)** : diagnostic 3 dans les cas d'EOFs évolutifs et de référence. 151

5.25 Idem pour la pression atmosphérique (diagnostic 2) 151

5.26 Idem que la *figure 5.24* pour la vitesse zonale. 152

5.27 Idem pour la tension de vent zonale (diagnostic 2) 152

5.28 Diagnostic 1 pour les tests de sensibilité aux variances d'erreur de prévision. . . 155

5.29 Diagnostics 2 (haut) et 4 (bas) en élévation de surface pour les tests de sensibilité aux variances d'erreur de prévision. 155

5.30 Diagnostic 3 **(a)** en élévation de surface et **(b)** en vitesse zonale, pour les tests de sensibilité aux variances d'erreur de prévision : de haut en bas, erreur de prévision standard facteur 6, 3, 1, $\frac{1}{3}$ et $\frac{1}{6}$. 156

5.31 Diagnostics 2 **(a)** et 4 **(b)** en élévation de surface, pour les tests de sensibilité aux corrections atmosphériques : 4 types de corrections atmosphériques *i.e.* pas de correction (ATM=0), correction de pression (ATM=P), de tension de vent (ATM=τ) ou des deux (ATM=P+τ). 158

5.32 Diagnostic 3 en élévation de surface **(a)** pour une correction atmosphérique nulle, **(b)** une correction de pression, **(c)** une correction de tension de vent. 159

5.33 Idem que la *figure 5.31* pour la vitesse zonale. 160

5.34 Idem que la *figure 5.32* pour la vitesse zonale. 161

6.1 Illustration de la correction en élévation de surface le 20 novembre à 12h, pour les trois réseaux de marégraphes - le "jaune-vert" représente le zéro 166

6.2 Idem pour les vitesses. 167

6.3 Illustration de la correction en élévation de surface le 26 novembre à 00h, pour les trois réseaux de marégraphes - le "jaune-orangé" représente le zéro 168

6.4 Corrections haute-fréquence, basse-fréquence et complète en élévation de surface le 26 novembre à 00h, pour le réseau de 10 marégraphes. 168

6.5 Illustration de la correction en vitesses le 26 novembre à 00h, pour les trois réseaux de marégraphes 169

6.6 Diagnostic 2 pour **(a)** l'élévation de surface et **(b)** la pression, dans les configurations marégraphiques *4tg-12h* (bleu), *10tg-12h* (vert) et *21tg-12h* (rouge). . . 170

6.7 Idem que la figure 6.6 pour **(a)** la vitesse zonale et **(b)** la tension de vent zonale. 171

6.8 Histogramme récapitulatif des réductions globales d'erreur *rms* obtenues dans les configurations marégraphiques *4tg-12h*, *10tg-12h* et *21tg-12h*, pour les variables de l'étude, du 16 novembre au 1^{er} décembre 1999. 173

6.9 Illustration de la correction en élévation de surface le 20 novembre à 00h, pour les trois satellites considérés - la transition "bleu-vert" correspond au zéro. . . . 176

6.10 Idem pour la correction des vitesses. 177

6.11 Diagnostic 2 pour **(a)** l'élévation de surface et **(b)** la pression, dans les configurations satellitales *Jason* (bleu), *GFO* (vert) et *Envisat* (rouge). 179

6.12 Idem que la figure 6.11 pour **(a)** la vitesse zonale et **(b)** la tension de vent zonale.179

6.13 Comparaison des diagnostics 2 pour **(a)** *Jason*, **(b)** *GFO* et **(c)** *Envisat* assimilés toutes les 12h (bleu) ou aux instants de passage (rouge) - variable : élévation de surface. 180

6.14 Illustration de la correction en élévation de surface le 20 novembre à 00h, pour les trois constellations de satellites considérées - la transition "bleu-vert" correspond au zéro. 182

6.15 Idem pour la correction des vitesses. 183

6.16 Diagnostic 2 pour **(a)** l'élévation de surface et **(b)** la pression, dans les configurations altimétriques *Jason+Topex-12h* (bleu), *Jason+Topex+GFO-12h* (vert) et *Jason+Topex+GFO+Envisat-12h* (rouge). 184

6.17 Idem que la *figure 6.16* pour **(a)** la vitesse zonale et **(b)** la tension de vent zonale.185

6.18 Histogramme récapitulatif des réductions globales d'erreur *rms* sur les variables du vecteur d'état, obtenues dans les 6 configurations altimétriques du 16 novembre au 1^{er} décembre 1999. 187

6.19 Illustration de la correction de vitesse le 20 novembre à 12h et le 26 novembre à 00h pour le réseau *2b4r-12h* - comparaison à la correction du réseau *10tg-12h* (données de niveau de la mer). 190

6.20 Comparaison des diagnostics 2 relatifs aux vitesses **(a)** zonale et **(b)** méridienne, dans les réseaux *2b4r-12h* (bleu) et *10tg-12h* (rouge). 192

6.21 Idem que la *figure 6.20* pour **(a)** l'élévation de surface et **(b)** la tension de vent méridienne. 192

6.22 Comparaison des diagnostics 2 relatifs **(a)** à l'élévation de surface et les vitesses **(b)** zonale et **(c)** méridienne, dans les configurations *10tg+Jason+Topex*, *10tg+Jason+Topex+GFO-12h* et *10tg+Jason+Topex+GFO+Envisat-12h* et *10tg-12h*. 194

6.23 Comparaison des diagnostics 2 relatifs à l'élévation de surface, dans les configurations *10tg+2b4r-12h* (bleu) et *10tg-12h* (rouge). 195

6.24 Idem que la *figure 6.23* pour les vitesses **(a)** zonale et **(b)** méridienne. 196

6.25 Comparaison des diagnostics 2 relatifs **(a)** à l'élévation de surface et aux vitesses **(a)** zonale et **(b)** méridienne, dans les configurations *global-12h* (bleu) et *10tg-12h* (rouge). 197

6.26 Histogrammes récapitulatifs des réductions globales d'erreur *rms* sur **(a)** l'élévation de surface et les vitesses **(a)** zonale et **(b)** méridienne, obtenues dans tous les systèmes d'observation étudiés du 16 novembre au 1^{er} décembre 1999 199

Liste des tableaux

2.1 *Déviation standard du niveau de la mer résiduel , et des écarts aux observations pour le baromètre inverse et pour le modèle aux différentes stations.* 42

3.1 *Déviations standards des variables d'état moyennées sur le temps, l'espace et la dimension d'ensemble, et utilisées pour normaliser ces variables.* 85

4.1 *Rappel des diagnostics fixés pour l'étude de la performance en correction des réseaux d'observation.* 110

4.2 *Configurations satellitales considérées dans l'étude.* 112

5.1 *Simulations effectuées dans le cadre des tests de sensibilité de la simulation de référence aux paramètres de la configuration.* 144

Références

Alvera-Azcárate, A. (2003). Modelling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing - comparisons with observations. *Geophys. Res. Lett.*, 30 :doi :10.1029/2002GL016473.

Andreu Burillo, I., Caniaux, G., Gavart, M., De Mey, P., and Baraille, R. (2002). Assessing ocean-model sensitivity to wind forcing uncertainties. *Geophys. Res. Lett.*, 29(18) :1858, DOI 10.1029/2001GL014473.

Arnold, C. P. and Clifford, H. D. (1986). Observing-Systems Simulation Experiments : past, present, and future. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 67 :687–695.

Auclair, F., Marsaleix, P., and De Mey, P. (2003). Space-time structure and dynamics of the forecast error in a coastal circulation model of the gulf of lions. *Dyn. Atmos. Oceans*, 36 :309–346.

Battisti, D. S. and Hickey, B. M. (1984). Application of remote wind-forced coastal trapped wave theory to the Oregon and Washington coasts. *J. Phys. Oceanogr.*, 14 :887–903.

Bennett, A. F. (1992). *Inverse Methods in Physical Oceanography.* Cambridge University Press.

Bouttier, F. and Courtier, P. (1999). *Data assimilation concepts and methods.* Meteorological Training Course Lecture Series.

Brink, K. H. (1982). A comparison of long coastal-trapped wave theory with observations off Peru. *J. Phys. Oceanogr.*, 12 :897–913.

Brink, K. H. (1998). Wind-driven currents over the continental shelf. In Brink, K. H. and Robinson, A. R., editors, *The Sea, Vol. 10, The global coastal ocean : Processes and Methods*, chapter 1, pages 3–20. John Wiley and Sons.

Cailleau, S. (2004). *Validation de méthodes de contrainte aux frontières d'un modèle océanique : application à un modèle hauturier de l'Atlantique Nord et à un modèle régional du Golfe de Gascogne.* PhD thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble.

Candela, J. and Lozano, C. J. (1994). Barotropic Response of the Western Mediterranean to Observed Atmospheric Pressure Forcing. In Violette, P. E. L., editor, *Seasonnal and Inter-*

annual Variability of the Western Mediterranean Sea, chapter 15, pages 325–359. American Geophysical Union.

Carrère, L. (2003). *Etude et modélisation de la réponse haute fréquence de l'océan global aux forçages météorologiques.* PhD thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse.

Carrère, L. and Lyard, F. (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 :10.1029/2002GL016473.

Chapman, D. C. (1987). Application of wind-forced long, coastal-trapped wave theory along the California coast. *J. Geophys. Res.*, 92 :1798–1816.

Charney, J., Halem, M., and Jastrow, R. (1969). Use of incomplete historical data to infer the present state of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 26 :1162.

Chelton, D. B., editor (2001). *Report of the High-Resolution Ocean Topography Science Working Group Meeting.* Ref. 2001-4. Oregon State Univ., Corvallis, OR.

Cohen, J. E., Small, C., Mellinger, A., Gallup, J., and Sachs, J. (1997). Estimates of coastal populations. *Science*, 278(5341) :1211–1212.

Cooper, M. and Haines, K. (1996). Altimetric assimilation with water property conservation. *J. Geophys. Res.*, 101 :1059–1077.

Courtier, P., Freydier, C., Geleyn, J. F., Rabier, F., and Rochas, M. (1991). The ARPEGE project at Météo-France. In ECMWF, editor, *Proc. ECMWF workshop on numerical methods in atmospheric modelling*, 2, pages 193–231. ECMWF.

Das, S. K. and Lardner, R. W. (1991). On the estimation of parameters of hydraulic models by assimilation of periodic tidal data. *J. Geophys. Res.*, 96 :15187–15196.

De Mey, P. (1998). Scientific Feasibility of Data Assimilation in MERCATOR. Ref. MOO-ST-431-8-MER. Toulouse, France.

De Mey, P. (2001). The impact of high-resolution altimetry on mesoscale and coastal data assimilation. In D.Chelton, editor, *Report of the High-Resolution Ocean Topography Science Working Group Meeting.*, Ref. 2001-4, pages 43–51. Oregon State Univ., Corvallis, OR.

De Mey, P. and Benkiran, M. (2002). A multivariate reduced-order optimal interpolation method and its application to the Mediterranean basin-scale circulation. In Pinardi, N. and Woods, J. D., editors, *Ocean Forecasting, Conceptual Basis and Applications.* Springer, Berlin, ISBN : 3-540-67964-2.

Demirov, E., Pinardi, N., Fratianni, C., Tonani, M., Giacomelli, L., and De Mey, P. (2003). Assimilation scheme of the Mediterranean Forecasting System : operational implementation. *Annales Geophysicae*, 21 :189–204.

Devenon, J. L., Dekeyser, I., Leredde, Y., and Lellouche, J. M. (2001). Data assimilation method by a variational methodology using the adjoint of a 3-D coastal circulation primitive equation model. *Oceanologica Acta*, 24(5) :395–407.

Durrieu de Madron, X., Castaing, P., Nyffeler, F., and Courp, T. (1999). Slope transport of suspended particulate matter on the Aquitain margin of the Bay of Biscay. *Deep-Sea Res.*, 46 :2003–2027.

Echevin, V., De Mey, P., and Evensen, G. (2000). Horizontal and vertical structure of the representer functions for sea surface measurements in a coastal circulation model. *J. Phys. Oceanogr.*, 30 :2627–2635.

Essen, H.-H., Gurgel, K.-W., and Schlick, T. (2000). On the accuracy of current measurements by means of HF radars. *IEEEE J. Oceanic Eng.*, 25(4) :472–480.

Estienne, P. and Godard, A. (1970). *Climatologie*. Armand Colin, Collection U.

Evensen, G. (1994). Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *J. Geophys. Res.*, 99 :10143–10162.

Evensen, G. (2003). The Ensemble Kalman Filter : Theoretical Formulation and Practical Implementation. *Ocean Dynamics*, 53 :343–367.

Faucher, P., Gavart, M., and De Mey, P. (2002). Isopycnal Empirical Orthogonal Functions (EOFs) in the North and tropical Atlantic and their use in estimation problems. *J. Geophys. Res.*, 17 :10.1029/2000JC000690.

Fu, L. and Pihos, G. (1994). Determining the response of sea level to atmospheric pressure forcing using TOPEX/POSEIDON data. *J. Geophys. Res.*, 99 :24633–24642.

Fukumori, I., Raghunath, R., and Fu, L. L. (1998). Nature of global large-scale sea level variability in relation to atmospheric forcing : a modelling study. *J. Geophys. Res.*, 103 :5493–5512.

Garcia-Soto, C., Pingree, R., and 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 :1–29.

Gavart, M. and De Mey, P. (1997). Isopycnal EOFs in the Azores Current Region : A Statistical Tool for Dynamical Analysis and Data Assimilation. *J. Phys. Oceanogr.*, 27 :2146–2157.

Gill, A. E. (1982). *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, London.

Greenberg, D. A., Loder, J. W., Shen, Y., Lynch, D. R., and Naimie, C. E. (1997). Spatial and temporal structure of the barotropic response of the Scotian Shelf and Gulf of Maine to surface wind stress : A model-based study. *J. Geophys. Res.*, 102 :20897–20915.

Hellerman, S. and Rosenstein, M. (1983). Normal wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.*, 13 :1093–1105.

Høyer, J. L. and Andersen, O. B. (2003). Improved description of sea level in the North Sea. *J. Geophys. Res.*, 108 :3163, doi :10.1029/2002JC00160.

Huthnance, J. M. (1984). Slope currents and 'JEBAR'. *J. Phys. Oceanogr.*, 14 :798–810.

Huyer, A. (1990). Shelf circulation. In *The sea, Vol 9 : Ocean Engineering Science*, pages 423–466. Wiley Interscience.

Ide, K., Courtier, P., Ghil, M., and Lorenc, A. C. (1997). Unified notation for data assimilation : operational, sequential and variational. *J. Meteor. Soc. Japan*, 75 :181–189.

Jacobs, G. A. (1998a). Sea surface height variations in the Yellow and East China Seas. 1.Linear response to local wind stress. *J. Geophys. Res.*, 103 :18459–18477.

Jacobs, G. A., Preller, R. H., Riedlinger, S. K., and Teague, W. J. (1998c). Coastal wave generation in the Bohai Bay and propagation along the Chinese coast. *Geophys. Res. Lett.*, 25 :777–780.

Jacobs, G. A., Teague, W. J., Riedlinger, S. K., and Preller, R. H. (1998b). Sea surface height variations in the Yellow and East China Seas. 2.SSH variability in the weekly and semiweekly bands. *J. Geophys. Res.*, 103 :18479–18496.

Jegou, A. M. and Lazure, P. (1995). Quelques aspects de la circulation sur le plateau atlantique. *Actas del IV Coloquio Internacional sobre Oceanografia del Golfo de Viscaya*, pages 99–106.

Jordá-Sanchez, G. (2005). *Towards Data Assimilation In the Catalan Continental Shelf*. PhD thesis, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona.

Kinnmark, I. P. E. and Gray, W. G. (1985). A generalized wave equation formulation of tidal circulation. In *Proceedings of the 4th International Conference on Numerical Methods in Laminar and Turbulent Flows*. Pineridge Press.

Komen, G. J., Cavaleri, L., Donelan, M., Haselmann, K., and Janssen, P. A. E. M. (1994). *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*. Cambridge University Press, Cambridge.

Koutsikopoulos, C. and Le Cann, B. (1996). Physical processes and hydrological structures related to the Bay of Biscay anchovy. *Scientia Marina*, 60 :9–19.

Lamouroux, J. (2002). Etude de la sensibilité d'un modèle océanique barotrope aux forçages atmosphériques dans le golfe de gascogne et le nord-est atlantique. Rapport de stage, Ecole Supérieure d'Ingénieurs de Marseille, LEGOS, Toulouse.

Lardner, R. W., Cekirge, H. M., and Gunay, N. (1986). Numerical solution of the two-dimensional tidal equations using the method of characteristics. *Comp. Maths. with Appls.*, 10 :1065–1080.

Lavín, A., Valdés, L., Gil, J., and Moral, M. (1998). Seasonnal and interannual variability in properties of surface water off Santander, Bay of Biscay. *Oceanologica Acta*, 21 :179–189.

Lazure, P. and Jegou, A. M. (1998). 3D modelling of seasonal evolution of Loire and Gironde plumes on Biscay Bay continental shelf. *Oceanologica Acta*, 21 :165–177.

Le Cann, B. (1990). Barotropic tidal dynamics of the Bay of Biscay shelf : observations, numerical modelling and physical interpretation. *Cont. Shelf Res.*, 10 :723–758.

Le Cann, B. and Pingree, R. (1995). Circulation dans le Golfe de Gascogne : une revue de travaux récents. In *Actas del IV Coloquio Internacional sobre Oceanograffia del Golfo de Vizcaya*, pages 217–234.

Le Provost, C. (1991). *Generation of overtides and compound tides (review).* John Wiley and New York sons. B. Parker.

Le Provost, C. (2001b). Tides over ridges, shelves and near the coasts. In D.Chelton, editor, *Report of the High-Resolution Ocean Topography Science Working Group Meeting.*, Ref. 2001-4, pages 61–66. Oregon State Univ., Corvallis, OR.

Le Provost, C. and Vincent, P. (1978). Some tests of precision for a finite element model of ocean tides. *Int. J. Numer. Methods Eng.*, 12 :853–871.

Letellier, T. (2004). *Etude des marées sur les plateaux continentaux.* PhD thesis, Université Paul Sabatier Toulouse III.

Letellier, T. and Roblou, L. (2001). Analyse et prédiction des hauteurs de mer à partir des données altimétriques TOPEX/POSEIDON et ERS2. Méthodes et résultats. Rapport interne au LEGOS.

Lombard, A., Cazenave, A., Le Traon, P.-Y., Guinchut, S., and Cabanes, C. (2005). Perspectives on present-day sea level change : a tribute to Christian Le Provost. *Ocean Dynamics*, pages doi :10.1007/S10236–005–0046–x.

Lynch, D. R. and Gray, W. G. (1979). A wave equation model for finite element tidal computations. *Computers and fluids*, 7 :207–228.

Mourre, B. (2004). *Etude de configurations d'une constellation de satellites altimétriques pour l'observation de la dynamique océanique côtière.* PhD thesis, Université Paul Sabatier Toulouse III.

Mourre, B., Crosnier, L., and Le Provost, C. (2006). Real time sea level gauge observations and operational oceanography. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 364 :867–884. DOI :10.1098/rsta.2006.1743.

Mourre, B., De Mey, P., Lyard, F., and Le Provost, C. (2004). Assimilation of sea level data over continental shelves : an ensemble method for the exploration of model errors due to uncertainties in bathymetry. *Dyn. Atmos. Oceans*, 38 :93–121.

Munk, W. H. and Wunsch, C. (1998). Abyssal recipes II : Energetics of tidal and wind mixing. *Deep-Sea Res.*, 45 :1977–2010.

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.

Persson, A. and Grazzini, F. (2005). User guide to ECMWF forecast products 4.0. *Meteorological Bulletin M3.2*.

Pham, D. T., Verron, J., and Roubaud, M. C. (1998). A Singular Evolutive Extended Kalman Filter for data assimilation in oceanography. *J. Mar. Syst.*, 16(3-4)(C11) :323–340.

Pinardi, N., Allen, I., Demirov, E., De Mey, P., Korres, G., Lascaratos, A., Le Traon, P.-Y., Maillard, C., Manzella, G., and Tziavos, C. (2003). The Mediterranean ocean Forecast System : first phase of implementation (1998-2001). *Annales Geophysicae*, 21 :3–20.

Pingree, R. and Le Cann, B. (1992a). Three Anticyclonic Slope Water Eddies (SWODDIES) in the southern Bay of Biscay in 1990. *Deep-Sea Res.*, 39 :1147–1175.

Pingree, R. and Le Cann, B. (1992b). Anticyclonic eddy X91 in the southern Bay of Biscay, May 1991 to February 1992. *J. Geophys. Res.*, 97 :14353–14367.

Ponte, R. M. (1994). Understanding the relation between wind- and pressure-driven sea level variability. *J. Geophys. Res.*, 99(C4) :8033–8039.

Ponte, R. M., Salstein, D. A., and Rosen, R. D. (1991). Sea Level Response to Pressure Forcing in a Barotropic Numerical Model. *J. Phys. Oceanogr.*, 21 :1043–1057.

Robinson, A. R., Lermusiaux, P. F. J., and Quincy Sloan III, N. (1998). Data assimilation. In Brink, K. H. and Robinson, A. R., editors, *The Sea, Vol. 10, The global coastal ocean : Processes and Methods*, chapter 20, pages 541–594. John Wiley and Sons.

Roblou, L. (2001). Modélisation de la variation de la surface libre en Mer Méditerranée - Validation de MOG2D. Rapport de maîtrise, Université Paul Sabatier, Toulouse III, LEGOS, Toulouse.

Sadiki, W. (2005). *Estimation et validation a posteriori des statistiques d'erreur pour une assimilation à aire limitée*. PhD thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse.

SHYC (2003). Rapport d'activité, Séminaire d'HYdrodynamique Côtière - Centre IFREMER Brest 15-17 septembre 2003. Edité par Bernard Barnier et Pascal Lazure.

Smagorinsky, J. (1963). General circulation experiments with the primitive equations : I. The basic experiment. *Mon. Wea. Rev.*, 91 :99–164.

Talagrand, O. (2-4 November 1998). A posteriori verification of analysis and assimilation algorithms. In *ECMWF Workshop on Diagnosis of Data Assimilation Systems*, pages 17–28. Reading.

Toumazou, V. and Crétaux, J.-F. (2001). Using a Lanczos eigensolver in the computation of Empirical Orthogonal Functions. *Mon. Wea. Rev.*, 129 :1243–1250.

Trigrid (1990). Trigrid software. Government of Canada, Department of fisheries and oceans.

Verron, J. (1990). Altimeter data assimilation into an ocean circulation model : sensitivity to orbital parameters. *J. Geophys. Res.*, 95 :11443–11459.

Verron, J., Cloutier, L., and Gaspar, P. (1996). Assessing dual-satellite altimetric missions for observing the midlatitude oceans. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 13 :1071–1089.

Werner, E. and Lynch, D. R. (1987). Field verification of wave equation tidal dynamics in the English Channel and southern North Sea. *Adv. Water Resources*, 10 :115–130.

Wright, D. G., Greenberg, D. A., Loder, J. W., and Smith, P. C. (1985). The Steady-State Barotropic Response of the Gulf of Maine and Adjacent Regions to Surface Wind Stress. *J. Phys. Oceanogr.*, 16 :947–966.

Zavatarelli, M. and Pinardi, N. (2003). The Adriatic Sea Modelling System : a nested approach. *Annales Geophysicae*, 21 :345–364.

Author: Julien Lamouroux
Title: Forecast errors of a free-surface barotropic model of the Bay of Biscay in presence of uncertainties in atmospheric forcings: characterization and use in a reduced-order data assimilation scheme.
PhD Supervisor: Pierre De Mey
Date and location of the PhD defense: Toulouse, february 17, 2006

Abstract

In this study we characterized and estimated the forecast errors of the oceanic free-surface barotropic model MOG2D of the Bay of Biscay and the English Channel in presence of uncertainties in high-frequency atmospheric forcings (pressure and wind from ARPEGE). Error covariances are obtained via an ensemble method, namely in the form of multivariate ensemble EOFs. In the English Channel, oceanic errors appear to be highly controlled by wind uncertainties; in the Bay of Biscay, they are mainly linked to pressure errors. Then, in the framework of twin experiments, these error statistics are used in the reduced-order data assimilation system SEQUOIA/MOG2d in order to evaluate how the model is controlled, in several configurations of the system and various scenarii of *in situ* and altimetry observational network. Provided that the surface atmospheric variables are corrected, tide-gauge networks provide an efficient control of the model error and are complementary with HF radars.

Keywords: coastal oceanography, shelf seas, error statistics, atmospheric forcings, barotropic modelling, sea level, data assimilation, reduced-order, EOFs, observational networks, tide-gauges, HF radars, altimetry, Bay of Biscay, English Channel.

Physical Oceanography

Laboratoire d'**E**tudes en **G**éophysique et **O**céanographie **S**patiales
UMR5566-CNRS/UPS/CNES, Observatoire Midi-Pyrénées,
14 Av. Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

Auteur : Julien Lamouroux
Titre : Erreurs de prévision d'un modèle océanique barotrope du Golfe de Gascogne en réponse aux incertitudes sur les forçages atmosphériques : caractérisation et utilisation dans un schéma d'assimilation de données à ordre réduit
Directeur de thèse : Pierre De Mey
Lieu et date de soutenance : Toulouse, le 17 février 2006

Résumé

Nous avons caractérisé et estimé les erreurs du modèle océanique barotrope MOG2D en réponse aux incertitudes sur les forçages météorologiques à haute fréquence (pression et vent ARPEGE), dans le Golfe de Gascogne et la Manche. Les covariances d'erreur sont obtenues par méthode d'ensemble sous forme d'EOFs d'ensemble multivariés. En Manche, les erreurs océaniques sont fortement liées aux erreurs de vent, tandis que sur le Golfe de Gascogne elles sont surtout contrôlées par les incertitudes sur la pression. Puis ces statistiques d'erreur sont utilisées dans le système d'assimilation de données à ordre réduit SEQUOIA/MOG2D pour évaluer le contrôle du modèle via des expériences jumelles, dans differentes configurations du système et dans plusieurs scenarii de réseau d'observation *in situ* et altimétrique. Moyennant une correction du forçage atmosphérique, les réseaux marégraphiques permettent un contrôle efficace de l'erreur modèle et apparaissent complémentaires des réseaux de radars HF.

Mots clés : océanographie côtière, mers de plateaux, statistiques d'erreur, forçages atmosphériques, modélisation barotrope, niveau de la mer, assimilation de données, ordre réduit, EOFs, réseaux d'observation, marégraphes, radars HF, altimétrie, Golfe de Gascogne, Manche.

Océanographie Physique

Laboratoire d'**E**tudes en **G**éophysique et **O**céanographie **S**patiales
UMR5566-CNRS/UPS/CNES, Observatoire Midi-Pyrénées,
14 Av. Edouard Belin, 31400 Toulouse, France