

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 km², 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 inmanquablement une dégradation des écosystèmes présents, et par la même une pression environnementale sur les populations résidentes ; 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 :

$$\delta \mathbf{x}^f = \mathbf{K} \delta \mathbf{y} \quad (1.1)$$

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 :

$$\mathbf{K} = \mathbf{P}^f \mathbf{H}^T \left[\mathbf{H} \mathbf{P}^f \mathbf{H}^T + \mathbf{R} \right]^{-1} \quad (1.2)$$

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 $4 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 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).