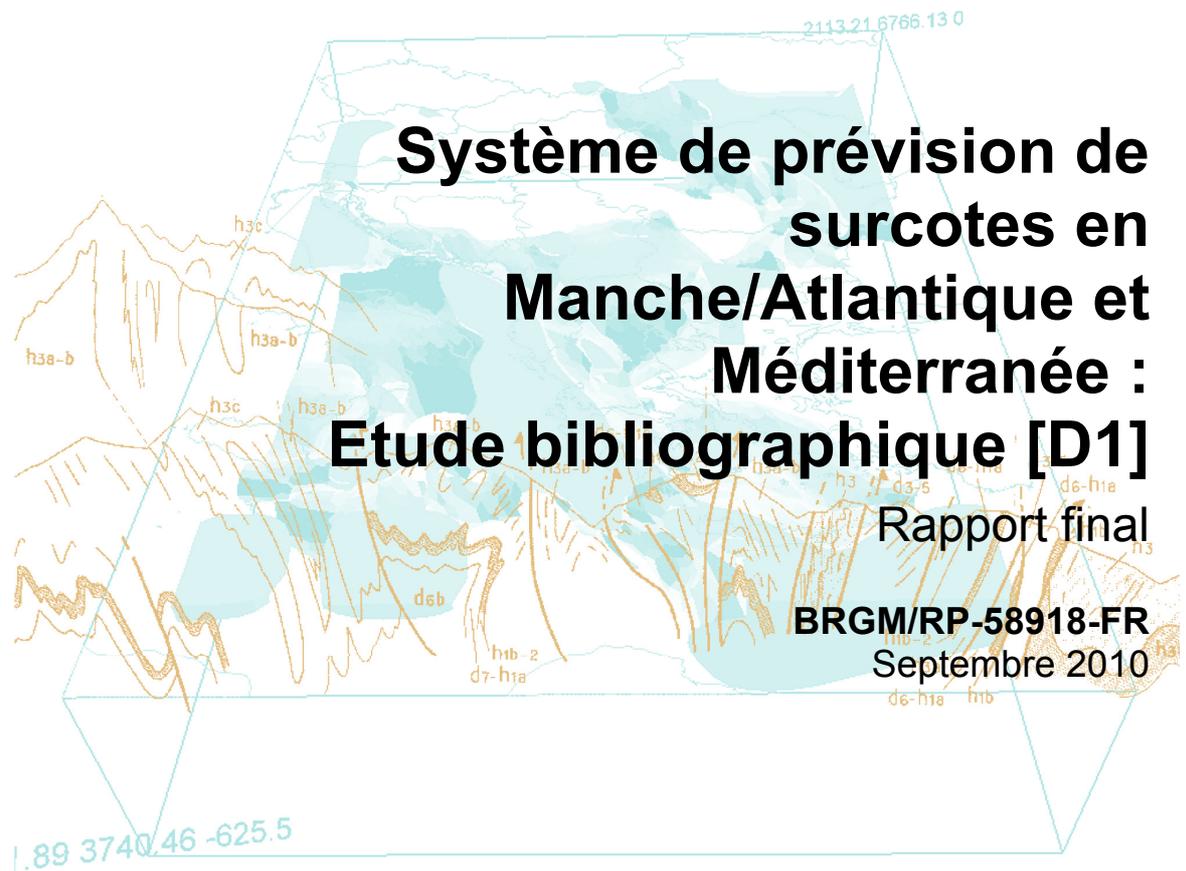


Document à accès différé



Ifremer



# Systeme de prévision de surcotes en Manche/Atlantique et Méditerranée : Etude bibliographique [D1]

Rapport final

BRGM/RP-58918-FR  
Septembre 2010

Étude réalisée dans le cadre des projets  
de Service public du BRGM 2010

D. Idier, Y. Krien, R. Pedreros, N. Desramaut, L. Pineau-Guillou et F. Dumas

**Vérificateur :**

Nom : Thiébot J.

Date : 17/9/2010

Signature :



**Approbateur :**

Nom : Modaresi H.

Date : 20/09/2010

Signature :



En l'absence de signature, notamment pour les rapports diffusés en version numérique,  
l'original signé est disponible aux Archives du BRGM.

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2008.

## **Avertissement**

*Ce rapport est copropriété de l'IFREMER et du BRGM, conformément aux termes de la convention.*

*Pour la diffusion réalisée par le BRGM, ce rapport est en accès différé au public (1 an après la fin du projet) et en accès restreint pour les participants aux comités de pilotage du projet.*

*Le BRGM ne saurait être tenu comme responsable de la divulgation du contenu de ce rapport à un tiers qui ne soit pas de son fait, et des éventuelles conséquences pouvant en résulter.*

**Mots clés** : surcotes, bibliographie, set-up, coefficient de traînée, traitement de données

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

**Idier D., Krien Y., Pedreros R., Desramaut N., Pineau-Guillou et F. Dumas** (2010) - Système de prévision de surcotes en Manche/Atlantique et Méditerranée : Etude bibliographique [D1]. Rapport BRGM/RP-58918-FR, 92 p., 30 fig., 5 tabl., 1 annexe.

© BRGM, 2010, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

## Synthèse

PREVIMER est un projet partenarial d'Océanographie Côtière Opérationnelle identifié au sein du Contrat de Projets État Région Bretagne qui a pour objectif de construire et de mettre en ligne sur le site [www.previmer.org](http://www.previmer.org) un système d'informations et de prévisions multi échelles sur les façades métropolitaines Atlantique et Méditerranée. Le système opérationnel fonctionne à l'heure actuelle à l'échelle du plateau Nord Ouest européen et produit, entre autres, des résultats de niveau marin à haute fréquence, c'est à dire les variations du niveau marin engendrées par l'effet de la marée astronomique et de la dynamique atmosphérique.

Afin d'améliorer la qualité des résultats en termes de prévision de surcotes, un partenariat de recherche et développements a été mis en place entre l'IFREMER et le BRGM (Ref : Ifremer 09/2 211 160). Il porte sur le développement d'un Système de prévision de surcotes en Manche/Atlantique et Méditerranée, destiné à être utilisé sur la plateforme opérationnelle d'océanographie côtière. Les principaux points abordés dans ce projet sont : (1) une bibliographie décrivant les différents systèmes de prévision et d'analyse de la dynamique du niveau marin dans le monde soit à partir de la littérature scientifique soit à partir de sites dédiés à l'océanographie opérationnelle à l'instar de PREVIMER ; (2) la collecte, le traitement et la validation de données qui permettront à la fois de qualifier le système et de comprendre son fonctionnement ; (3) une amélioration de la configuration du système de calcul des surcotes sur le plateau nord ouest européen existant ; (4) la mise au point d'une configuration de modèle pour le calcul des surcotes sur la façade méditerranéenne.

Le présent rapport (délivrable dénommé D1) traite de l'étude bibliographique. Il présente tout d'abord une revue synthétique de modèles de surcotes. La surcote intègre non seulement la surcote atmosphérique (vents et pression), mais aussi les contributions due aux vagues (*wave set-up*). Les modèles de recherche intègrent le plus souvent les phénomènes de marée, de surcote atmosphérique, ainsi que l'action des vagues, aussi bien en termes de contraintes de radiations, que d'action des vagues à l'interface océan-atmosphère (trainée) ou au fond (frottement). Les résultats, obtenus pour des résolutions spatiales de quelques dizaines à centaines de mètres, montrent que la surcote est très sensible à la formulation du coefficient de trainée, ainsi qu'à la contribution du *wave set-up*. Les modèles opérationnels, quant à eux, ont des résolutions spatiales plus grossières (de l'ordre du kilomètre) et intègrent la marée, la surcote atmosphérique, et une partie de l'action des vagues. En particulier, ils s'appuient sur des formulations de coefficients de trainée du type coefficient constant ou formulations de Charnock (1955), Wu (1982) ou Smith and Banke (1975).

Une fois cette revue succincte de modèles de surcotes effectuée, le rapport aborde quatre aspects essentiels à la modélisation des surcotes : le calcul du *wave set-up* et les formulations des coefficients de trainée, nécessaires pour la modélisation de la dynamique des surcotes ; le traitement des données de niveau d'eau ; les critères de validation en termes de surcotes.

**Wave set-up.** Une modélisation précise du *wave set-up* nécessite de prendre en compte non seulement les contraintes de radiation, mais aussi l'effet du rouleau de déferlement dans le calcul du niveau de la surface libre. Une méthode de modélisation numérique intégrant la dynamique régionale (marée, surcote et courants) est proposée. La comparaison des principales formulations de *wave set-up* entre elles, et avec des résultats obtenues avec le code SWAN, met en évidence les écarts importants pour les fortes hauteurs de vagues en particulier. La formulation de Stockdon et al (2006) fait partie des formulations donnant les résultats les plus proches de ceux obtenus avec le code SWAN. En outre, parmi les différentes formulations, c'est celle-ci qui a été établie sur la plus grande gamme d'observations. C'est donc la formulation de Stockdon et al (2006) qui est choisie pour les calculs régionaux de *wave set-up* dans le cadre du présent projet.

**Coefficient de traînée.** Un autre point important pour la modélisation des surcotes est la paramétrisation des échanges océan-atmosphère et en particulier la formulation du coefficient de traînée (Nicolle et al, 2009 ; Moon et al., 2009). Les études récentes indiquent que le taux de croissance du coefficient de traînée décroît en régime de vent fort (> 30 m/s) et que le coefficient de traînée est ainsi plus faible que ce que l'on obtient par extrapolation de mesures in-situ obtenues dans des régimes de vents faibles ou modérés (ex : relation de Wu, 1982). Il paraît donc nécessaire d'utiliser des formulations permettant de reproduire ce comportement. Celles de Makin (2005) et de Moon et al. (2007) sont toutes deux retenues. Les formulations de Moon et al. (2007) ont toutefois l'avantage d'avoir été testées dans des modèles de surcotes (Moon et al. 2009) et d'être faciles à implémenter.

**Traitement de données.** Afin de pouvoir valider les modèles de surcote, il convient d'identifier les méthodes de traitement de données de niveau d'eau adaptées. Ainsi, le rapport présente une revue des méthodes de traitement des données pour dissocier au sein du signal de niveau marin les composantes de surcote atmosphérique, de vagues (*wave set-up*) et de marée (partie purement prédictible), voire de seiches. Il en ressort qu'il n'existe à ce jour pas de méthode permettant de dissocier clairement tous ces différents phénomènes. Seule la marée, qui correspond aux variations prédictibles du niveau de la mer, peut être extraite simplement. Par contre il est difficile de dissocier les surcotes d'origine atmosphérique et celles dues vagues. Les méthodes suivantes pourront être utilisées pour traiter aussi bien les données observées que les résultats des simulations de niveau d'eau : analyse harmonique pour extraire la marée, surcote résiduelle (niveau total – marée prédite) pour extraire le signal de surcote (cette méthode intègre les interactions non-linéaires entre marée et surcote). La revue bibliographique complétée de travaux exploratoires met en évidence la difficulté, voire l'impossibilité à ce jour, avec les données existantes, d'extraire le signal de *wave set-up*.

**Critères de validation.** Le dernier point porte sur les critères de validation du modèle de surcotes, aux échelles pluriannuelles et événementielles. Un rappel des critères génériques de calcul d'erreur est fait. Des éléments sont apportés pour vérifier que le modèle reproduit correctement la dépendance marée-surcote.

## **Comité de pilotage et remerciements**

Un comité de pilotage a été constitué pour le présent projet. Il inclut l'IFREMER, METEO-FRANCE et le SHOM. Les auteurs remercient vivement les participants à ce comité de pilotage, à savoir : Fabrice Ardhuin, Fabrice Lecornu, Patrick Ohl et Denis Paradis. Jérôme Thiébot est aussi remercié pour ses commentaires sur le présent rapport.



## Sommaire

<b>1. Introduction</b> .....	<b>13</b>
1.1. CONTEXTE .....	13
1.2. OBJET DU PRESENT RAPPORT .....	14
<b>2. Quelques modèles numériques de surcotes</b> .....	<b>17</b>
2.1. MODELES DE RECHERCHE ET DEVELOPPEMENT .....	17
2.2. MODÈLES OPÉRATIONNELS .....	20
<b>3. Méthodes de modélisation numérique des surcotes</b> .....	<b>23</b>
3.1. WAVE SET-UP .....	23
3.1.1. Le phénomène .....	23
3.1.2. Modélisation numérique du <i>wave set-up</i> .....	27
a) Exemple de modèle de <i>wave set-up</i> .....	27
b) Exemple de modélisation du <i>wave set-up</i> emboîtée dans un modèle régional .....	29
c) Conclusions et implications pour le projet .....	31
3.1.3. Approches empiriques et analytiques, échelle régionale .....	32
a) Revue et description des lois empiriques et analytiques .....	32
b) Comparaisons .....	33
c) Conclusions et implications pour le projet .....	37
3.2. COEFFICIENTS DE TRAINEE .....	38
3.2.1. Introduction .....	38
3.2.2. Formulations adoptées dans les modèles : exemples et synthèse .....	40
3.2.3. Analyses de données en régime de vent faible-moderé .....	40
3.2.4. Approches numériques fonctions de l'état de mer en tant que valeur scalaire: exemples .....	43
a) Tolman et Chalikov 1996 (ex : Wavewatch 3, ancienne version) .....	43
b) Janssen (1991) .....	45
3.2.5. Approches numériques fonctions du spectre 2D des vagues : exemples .....	46
a) Moon et al. (ex : modèle opérationnel GFDL-Hurricane, NOAA) .....	46
b) Programme CBLAST .....	50
c) Tolman (2009) (WaveWatch 3, v3.14) .....	51
3.2.6. Approche théorique : exemple de Makin (2005) .....	51

3.2.7. Comparaison des formulations adoptées dans les modèles.....	52
3.2.8. Conclusions et implications pour le projet.....	53
<b>4. Méthodes de traitement des données de niveau d'eau .....</b>	<b>55</b>
4.1. EXTRACTION/ANALYSE DU SIGNAL DE MAREE .....	55
4.1.1. Analyse harmonique (marée prédite).....	55
4.1.2. Méthode de la « réponse » et concordance par espèce .....	57
4.2. EXTRACTION/ANALYSE DU SIGNAL DE SURCOTE.....	57
4.2.1. Surcotes filtrées et résiduelles .....	57
4.2.2. Ondelettes continues .....	58
4.2.3. Méthode d'analyse en composantes principales .....	59
4.3. EXTRACTION DU SIGNAL DE <i>WAVE SET-UP</i> .....	61
4.4. EXTRACTION DU SIGNAL DE SEICHE .....	65
4.4.1. Le phénomène de seiche.....	65
4.4.2. Méthodes d'extraction .....	65
4.5. METHODES DE DISSOCIATION DES PHENOMENES .....	66
4.6. CONCLUSION : IMPLICATIONS POUR LE PROJET .....	67
<b>5. Méthodes de validation du modèle de surcote .....</b>	<b>71</b>
5.1. CRITERES GENERIQUES .....	71
5.1.1. Nomenclature.....	71
5.1.2. Erreur instantanée.....	71
5.1.3. Erreur sur un ensemble d'observations (N) .....	72
5.1.4. Erreur sur un ensemble d'observations (N), orientée surcotes/marée.....	74
5.1.5. Visualisation d'erreur.....	75
5.2. CRITERES POUR PHENOMENES DEPENDANTS.....	76
5.3. CONCLUSION : IMPLICATIONS POUR LE PROJET .....	77
5.3.1. Objectif et sources d'erreurs .....	77
5.3.2. Echelle événementielle .....	78
5.3.3. Echelle pluriannuelle .....	79
5.3.4. Synthèse .....	80
<b>6. Conclusion.....</b>	<b>81</b>
<b>7. Bibliographie .....</b>	<b>83</b>

## Liste des figures

Figure 1 : Carte du coefficient de traînée le 23 octobre 1999 à 22h. Source : Nicolle et al (2009).	19
Figure 2 : Principaux mécanismes physiques contrôlant le niveau d'eau.	24
Figure 3 : Représentation schématisée de la zone de surf. Source : Marche (2005).	24
Figure 4 : Atténuation de la houle et set-up induit au niveau du récif de l'île Hayman (Nord Queensland, Australie), pour des vagues de forte incidence. (a) la hauteur des vagues $H(x)$ est adimensionnée par la hauteur des vagues au large $H_0$ (à $x=-250$ m) (d'après Massel et Gourlay, 2000, modifié)	26
Figure 5 : Profils cross-shore de (a) surface libre, (b) vitesse cross-shore et (c) bathymétrie Sans (rouge) et avec (vert) prise en compte du roller. Configuration : $H_s = 1$ m, $T_p = 12$ s, Direction des vagues normale à la côte, marée basse. Source : Bruneau, 2009 (com. pers.).	28
Figure 6 : Conditions de vent et bathymétrie (a). Valeur pic de la surcote (b) et du wave set-up (c) en fonction de la phase de la marée (-: prédiction sans marée, $\diamond$ : amplitude de la marée = 0,5 ; o : 1,0 ; : 2,0 ; $\Delta$ : 3,0 m). Source : Kim et al (2010).	29
Figure 7 : (a) Zone d'étude et trajectoire du cyclone Isabel. (b) enveloppe maximale du niveau d'eau du aux vagues simulée avec un vent WNA (vents NCEP, $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ ), (c) zoom du maillage CH3D/SWAN dans la zone de la jetée de Duck et de Kitty Hawk. Source : Sheng et al (2010).	30
Figure 8 : Schéma de principe de modélisation du niveau d'eau total intégrant le wave set-up et la dynamique à l'échelle régionale.	32
Figure 9 : Couples de valeurs set-up / hauteur significative (a) et set-up / $\beta (H_0 L_0)^{1/2}$ (b) des données utilisées par Stockdon et al (2006). En traits pleins : régressions linéaires associées. Le coefficient de corrélation au carré vaut $\rho^2=0,3$ pour (a) (avec $rmse=25,3$ cm) et $\rho^2=0,48$ pour (b) (avec $rmse=21,3$ cm)	35
Figure 10 : Comparaison des lois empiriques donnant le set-up en fonction de la hauteur significative des vagues au large pour différentes périodes et pentes d'avant-plage. En trait gras sont représentés les résultats obtenus avec le code SWAN (coefficient de Madsen=0,05, coefficient de déferlement $\gamma = 0,78$ ). Pour la loi de Dean et Dalrymple (1991), la hauteur de houle au point de déferlement $H_d$ est calculée à partir de la hauteur significative au large $H_0$ à l'aide de la formule de Komar and Gaughan (1973) et en considérant que l'onde est normale à la côte : $(H_d=0,56*H_0*(H_0/L_0)^{-1/5}$ , avec $L_0$ =longueur d'onde). La loi de Komar (1998) est quasiment confondue avec celle de Holman and Sallenger (1985), et n'est donc pas très visible sur la figure.	36
Figure 11 : Comparaison des valeurs de set-up données par SWAN pour différentes hauteurs significatives de vagues, périodes, pentes topographiques, coefficients de Madsen et coefficient de déferlement $\gamma$ ( $\gamma$ =rapport entre la hauteur maximale de vague et la profondeur). (Remarque : l'échelle verticale n'est pas la même que pour la Figure 10)	37
Figure 12 : Coefficients de traînée mesurés en laboratoire par différentes méthodes par Donelan et al (2004). En pointillés : relation de Large et Pond (1981)	39
Figure 13 : Coefficient de traînée en fonction de la vitesse de vent pour les sorties des modèles WW3 (ancienne version, basée sur Tolman et Chalikov, 1996) et CWW (Moon	

et al., 2004c) lors du passage du typhon Maemi en 2003. Pour comparaison : travaux de Wu, 1982 (Wu) ; Donelan et al., 2004 (DO), et mesures in-situ de Powell et al.(2003) avec intervalle de confiance à 95%. Source: Moon et al. (2009).....	44
Figure 14 : Méthodologie développée par Moon et al (2004) pour estimer le coefficient de traînée. Modèle CWW. Source Moon et al. (2004) .....	48
Figure 15 : $C_D$ (coefficient de traînée) en fonction de $U_{10}$ (vitesse du vent à 10 m) pour plusieurs modèles et expériences de terrain (Moon et al 2004b). Les symboles représentent les résultats des expériences de Powell et al. (2003) à partir de sondes GPS. Les barres verticales donnent l'intervalle de confiance à 95%. La ligne en traits-pointillés correspond à un coefficient de Charnock $z_{ch}=0.0185$ . Celle en trait plein correspond à la formule de Large et Pond (1981). Les surfaces grisées et « maillées » donnent les valeurs de $C_d$ obtenues pour des ouragans idéalisés, caractérisés par une vitesse de déplacement, une intensité, et des structures de champs de vent-pression différentes, avec le modèle de Moon et al (2004b) et WW3 (Tolman et Chalikov 1996) respectivement. Source : Moon et al. (2004b). .....	49
Figure 16 : Traînée/rugosité en fonction du vent. (a) longueur de rugosité en fonction de la vitesse du vent. (b) coefficient de traînée en fonction de la vitesse du vent. Sur les figures a et b : résultats du modèle opérationnel météorologique d'ouragans GFDL (o), résultats du modèle CWW (Moon et al., 2004c) (+), formules empiriques présentées précédemment (Eq. 7 à 9, Moon et al, 2007) (--). Source : Moon et al. (2007) .....	50
Figure 17 : (a) coefficient de traînée en fonction de la vitesse de vent, (b) vitesse de friction en fonction de la vitesse du vent. Traits pleins : relations de Makin (2005) ; tiretés : relation de Charnock (avec un coefficient de Charnock=0,01) ; cercles : données de Powell et al. (2003). Source: Makin (2005). .....	52
Figure 18 : Comparaison des formules donnant le coefficient de traînée en fonction de la vitesse de vent à 10 m ( $C_d$ en fonction de $U_{10}$ ) .....	53
Figure 19 : Les pics de surcotes positives à Liverpool (données marégraphe) : (a) Surcote filtrée, (b) surcote résiduelle. Source : Brown et al (2010).....	58
Figure 20 : (a) Surcotes issues de : (1) la différence entre le signal observé et la marée reconstruite par analyse EOF (Surcote1, Cycles de 24 jours et 6 vecteurs propres) et (2) la différence entre le signal observé et la marée prédite (Surcote2), (b) différence entre les surcotes 1 et 2. ....	60
Figure 21 : Profils temporels de surcotes et wave set-up à Sète. Tempête de décembre 1997. Source des données : MISEEVA.....	62
Figure 22 : Corrélations des surcotes et wave set-up en fonction des caractéristiques de vague. ....	63
Figure 23 : Demi-amplitude des signaux de niveau d'eau, surcote et vagues ( $H_s$ ) dans l'espace de Fourier. ....	64
Figure 24 : Schéma de principe de traitement de données marégraphiques pour le présent projet. ....	69
Figure 25 : (a) exemple de visualisation des erreurs de marée en amplitude et phase, (b) définition de l'erreur pic. Source : Klierm et al (2006). ....	75
Figure 26 : Distribution des surcotes positives et négatives à Southend par rapport à l'instant de Pleine-Mer (1929-1969), montrant que les interactions marée-surcotes font que les fortes surcotes évitent l'instant des Pleine-Mer. Source : Pugh (1996).....	76

Figure 27 : Distribution de probabilité (histogramme 2D) en % des surcotes et marées. Données horaires validées : SHOM (SONEL), port de La Rochelle. Période : 01/01/2009-26/11/2009.....	77
Figure 28 : (a) Emprise du domaine modélisé dans le présent projet, (b) emprise de la solution de marée cstFrance (SHOM). .....	78
Figure 29 : Schéma de principe des traitements appliqués aux observations et aux modèles.....	80
Figure 30 : Conservation de la quantité de mouvement en eaux peu profondes (Longuet-Higgins et Stewart – 1964) .....	91

## Liste des tableaux

Tableau 1 : Caractéristiques de modèles R&D de surcote.....	19
Tableau 2 : Caractéristiques de quelques modèles opérationnels de surcote.....	21
Tableau 3 : Récapitulatif des principales formules empiriques et analytiques utilisées pour les calculs de set-up .....	34
Tableau 4 : Exemples de formulations adoptées pour le calcul du coefficient de traînée.....	41
Tableau 5 : Critères de validation du modèle de surcote. ....	79

## Liste des annexes

Annexe 1 Contraintes de radiation.....	91
--	----



# 1. Introduction

## 1.1. CONTEXTE

PREVIMER est un projet partenarial d'Océanographie Côtière Opérationnelle identifié au sein du Contrat de Projets État Région Bretagne qui a pour objectif de construire et de mettre en ligne sur le site [www.previmer.org](http://www.previmer.org) un système d'informations et de prévisions multi échelles sur les façades métropolitaines Atlantique et Méditerranée.

Parmi les grandeurs dont le système PREVIMER vise à reproduire la dynamique figure celle du niveau marin à haute fréquence, c'est à dire engendrée par l'effet de la marée astronomique, de la dynamique atmosphérique et des vagues.

Un système opérationnel fonctionne à l'heure actuelle à l'échelle du plateau Nord Ouest européen et produit des résultats accessibles sur le site de PREVIMER. Des raffinements locaux fournissent également des informations à plus haute résolution sur quelques sites particuliers (mer d'Iroise, Arcachon, Nord Bretagne, ...) <http://www.previmer.org/previsions/niveaux>.

Afin d'améliorer la qualité des résultats en termes de prévision de surcotes, un partenariat de recherche et développements a été mis en place entre l'IFREMER et le BRGM (Ref : Ifremer 09/2 211 160) portant sur le développement d'un Système de prévision de surcotes en Manche/Atlantique et Méditerranée. Ce système est destiné à être utilisé sur la plateforme opérationnelle d'océanographie côtière [www.previmer.org](http://www.previmer.org). Le projet a une durée de 24,5 mois à compter de la date T0 de lancement (17/12/2009). Il est référencé dans le système de gestion du BRGM sous le n° PSP10RNS64.

Les principaux points abordés dans ce projet sont :

- Une bibliographie décrivant les différents systèmes de prévision et d'analyse de la dynamique du niveau marin dans le monde soit à partir de la littérature scientifique soit à partir de sites dédiés à l'océanographie opérationnelle à l'instar de PREVIMER ;
- La collecte, le traitement et la validation de données qui permettront à la fois de qualifier le système et de comprendre son fonctionnement ;
- Une amélioration de la configuration du système de calcul des surcotes existant sur le plateau nord ouest européen ;
- La mise au point d'une configuration de modèle pour le calcul des surcotes sur la façade méditerranéenne.

## 1.2. OBJET DU PRESENT RAPPORT

L'objectif de cette étude bibliographique est de déterminer une méthode de modélisation permettant de répondre à la problématique PREVIMER. Le choix des critères de validation est également discuté.

Le présent rapport porte sur l'étude bibliographique (délivrable dénommé D1) ayant trait aux thèmes suivants :

- Modélisation numérique de la dynamique haute fréquence (hors dynamique instantanée des vagues, eg. fréquences  $> 1/20$  Hz) du niveau marin. Il s'agira donc essentiellement de la dynamique liée à la surcote atmosphérique<sup>1</sup> et au *wave set-up* (depuis la grande échelle jusqu'à la toute petite échelle). On portera une attention particulière aux formulations du coefficient de traînée existantes et aux jeux de données (ou expériences numériques) pour valider l'implémentation de nouvelles formulation.
- Méthodes de traitement des données pour extraire du signal niveau marin les contributions associées respectivement à la dynamique atmosphérique (onde de tempête), aux vagues (*wave set-up*) et à la marée (signal purement prédictible). Dans toute cette étude, on s'intéresse à la surcote instantanée ; c'est à dire la différence instantanée entre le niveau de marée prédictible et le niveau incluant toutes les composantes susceptible de le faire évoluer : marée prédictible, surcote/décote, *wave set-up*. Cette étude bibliographique est nécessaire pour la validation des modèles de surcotes.
- Méthodes de validation des modèles de surcotes. En plus des points initialement identifiés, il est apparu pertinent de tout d'abord effectuer une revue des critères généralement utilisés pour valider les niveaux. Ensuite, il s'agit d'identifier les données nécessaires et les critères adaptés pour la validation des modèles de surcote, et ce, en fonction de l'échelle temporelle considérée. Une attention particulière est portée sur la validation de phénomènes dépendants (marée-surcotes).

On peut synthétiser comme suit les différents points abordés dans cette étude bibliographique :

- Revue de modèles de surcote existants (R&D et opérationnels)
- Méthodes de modélisation numérique hydrodynamique 2DH (*wave set-up* local et régional ; formulations de coefficients de traînée)
- Méthodes de traitement des données de niveau d'eau (extraction du signal de marée prédictible ; extraction du signal de surcote ; extraction du signal de

---

<sup>1</sup> Aussi appelée parfois « onde de tempête » dans le présent rapport, lorsqu'il s'agit d'une surcote atmosphérique de valeur importante.

*wave set-up*; extraction des seiches ; méthode de dissociation des phénomènes)

- Méthode de validation du modèle de surcote (critères génériques ; méthodes pour des phénomènes dépendants)

Les implications de cette étude bibliographique en termes de choix méthodologique pour le présent projet de modélisation des surcotes sont discutées au fur et à mesure du document.



## 2. Quelques modèles numériques de surcotes

L'objectif du présent chapitre est de décrire des modèles de recherche et développement récents ainsi que différents systèmes de prévision et d'analyse de la dynamique du niveau marin dans le monde. Cette revue est basée sur la littérature scientifique et sur les sites dédiés à l'océanographie opérationnelle à l'instar de PREVIMER. On s'intéressera en particulier aux points suivants : résolution spatio-temporelle, capacité des modèles à reproduire les surcotes, formulations de coefficient de traînée (définition : voir § 3.2.1) utilisées. Aussi, il ne s'agit ici pas d'être exhaustif, mais d'identifier les caractéristiques principales de modèles existants, opérationnels ou en cours de développement.

### 2.1. MODELES DE RECHERCHE ET DEVELOPPEMENT

Un certain nombre de travaux de modélisation récents portent sur l'influence des vagues dans la dynamique de la surcote. Certains d'entre eux sont décrits ici.

Tout d'abord, rappelons que les vagues contribuent de différentes façons dans le signal de surcote. On distingue principalement :

- Les contraintes de radiation qui résultent des variations spatiales des caractéristiques de vagues en zone côtière. Elles permettent de générer le *wave set-up* en zone de déferlement.
- les contraintes de vagues en surface, e.g. la présence de vagues modifie la traînée à l'interface océan-atmosphère.
- l'influence des vagues sur l'écoulement près du fond, en particulier sur la couche limite. En général, cette influence est prise en compte via la contrainte de frottement au fond. Cette contribution à la contrainte de frottement au fond est directement liée à la vitesse orbitale des vagues. Il existe différentes approches pour combiner les contraintes dues aux vagues et celles dues au courant.

Deux articles portant sur la modélisation des surcotes ont attiré notre attention (Nicolle et al, 2009 ; Sheng et al, 2010) car ils portent sur les contributions des vagues dans le signal de surcote. Le Tableau 1 synthétise les différentes caractéristiques de ces modèles.

Nicolle et al (2009), dans une étude sur les Pertuis Charentais, pour la tempête du 24 octobre 1999, ont mis en place une modélisation basée sur les codes TELEMAC2D<sup>2</sup> et

---

<sup>2</sup> Code de calcul des courants et niveau d'eau, 2D-Horizontal, développé par EDF/LNHE.

TOMAWAC<sup>3</sup>. L'objectif visé était d'étudier les interactions entre le vent, les vagues, la marée et les surcotes. Ils obtiennent les ordres de grandeurs suivants pour les différentes contributions dues aux vagues :

- L'influence des vagues à l'interface océan-atmosphère (via la contrainte en surface) est clairement mise en évidence : la prise en compte de ce terme donne des surcotes de 20 cm (resp. 50 cm) supérieures à La Rochelle-Pallice (resp. Chapus). L'influence des vagues sur le coefficient de traînée est mise en évidence, en particulier à l'entrée des pertuis (zone où les vagues se raidissent à cause du phénomène de shoaling et de la réfraction bathymétrique) où ce coefficient augmente de manière significative en atteignant des valeurs deux fois plus importantes que les valeurs estimées au large par exemple (Figure 1).
- Les résultats obtenus en intégrant l'influence des vagues sur le frottement au fond montrent que ce terme a tendance à amortir la surcote. Ainsi, il entraîne une diminution de la surcote au Chapus de plus de 40 cm, et modifie fortement la forme du signal de surcote à La Rochelle-Pallice.
- L'influence des contraintes des radiations dans le signal de surcote est variable en fonction de la zone. Ainsi, elle est faible (1 à 2 cm) aux ports de La Rochelle-Pallice et du Chapus, étant donné que les vagues sont fortement amorties dans les Pertuis. Par contre, ces termes sont d'un ordre de grandeur plus grand à l'ouest des îles de Ré et Oléron, par rapport à l'intérieur des Pertuis. Ce terme est donc un terme important en termes de surcotes.

Sheng et al (2010), quant à eux, ont étudié l'effet des différentes contributions dues vagues (*wave set-up*, contrainte en surface, contrainte au fond) sur la surcote, pour le cas du cyclone Isabel 2003 qui a touché la baie de Chesapeake et les Outer banks (USA, Carolina). Dans leur étude, ils utilisent des modèles de vagues (SWAN<sup>4</sup> emboîté dans WW3<sup>5</sup>) et courants (CH3D emboîté dans ADCIRC) avec des résolutions spatiales minimales de 25 m. Ainsi, alors que la surcote maximale est de 3 m, ils montrent que la prise en compte des contributions dues aux vagues représentent jusqu'à 20% de la surcote. En particulier, ils montrent que les contraintes de radiation améliorent les surcotes de 18%, que la prise en compte des contraintes de vagues en surface améliore les surcotes de 16%, tandis que la prise en compte des vagues dans le frottement au fond mène à une réduction de la surcote de 5%. Ces résultats ont été obtenus pour des vagues au large atteignant 10 m de hauteur significative pour une période pic d'environ 17 s et des vents atteignant 30 m/s. Ainsi, pour le cas étudié, parmi les termes dus aux vagues qui influencent la surcote, ce sont les termes de contraintes de radiation (induisant le *wave set-up*) et de contraintes de vagues en surface (via le coefficient de traînée) qui sont dominants.

---

<sup>3</sup> Code de calcul spectral des vagues, développé par EDF/LNHE.

<sup>4</sup> Code de calcul spectral des vagues, développé par Delft University of Technology (NL).

<sup>5</sup> Code de calcul spectral des vagues, développé par la NOAA (USA).

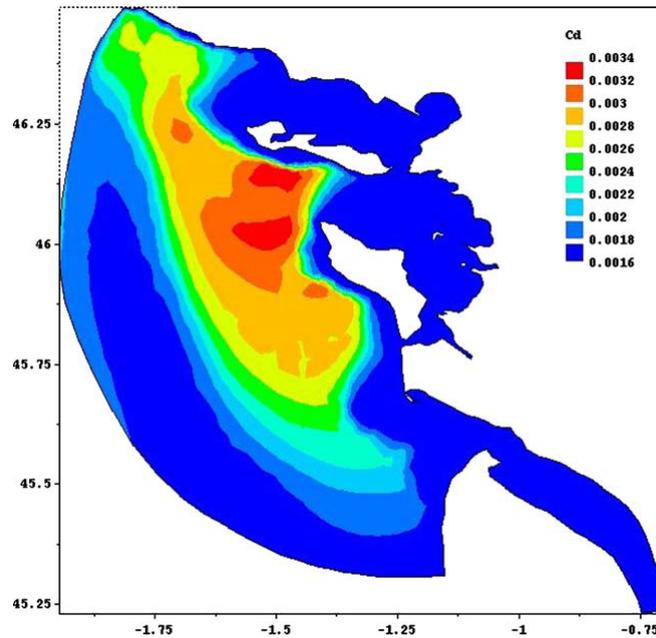


Figure 1 : Carte du coefficient de traînée le 23 octobre 1999 à 22h. Source : Nicolle et al (2009).

Référence	Nicolle et al (2009)	Sheng et al (2010)
Modèle 2DH/3D	TELEMAC-2D	CH3D + ADCIRC
Modèle de vague	TOMAWAC	WW3 + SWAN
Dx	5 km à 100 m	Min : 25 m
Données météorologiques	NOAA-CIRES 1°, dt=6h	Cyclone reconstitué
Influence vagues sur la contrainte en surface	Janssen (1991) + Charnock (1955) Smith and Banke (1975)	Donelan et al. (1993)
Influence vagues sur la contrainte au fond	Christoffersen and Jonsson (1985)	Grant and Madsen (1979) modifié par Signell et al. (1990)
Contraintes de radiation	Longuet-Higgins and Stewart (1964)	Longuet-Higgins and Stewart (1964)
Site	Pertuis Charentais (France)	Outer Banks et Chesapeake Bay (USA)
Période	24/10/1999	Cyclone Isabel (2003)

Tableau 1 : Caractéristiques de modèles R&D de surcote.

Dans les configurations étudiées, la contribution due aux vagues est de l'ordre de 20 % pour les deux études (Nicolle et al, 2009 ; Sheng et al, 2010). La contribution des vagues liée aux contraintes induites sur le fond est plus faible que celles liées à la contrainte en surface et aux contraintes de radiation (Sheng et al, 2010). Il apparaît donc important de bien décrire la contrainte en surface (coefficient de traînée) et les contraintes de radiation, et de les intégrer dans notre modèle..

Dans le présent projet, nous nous concentrons uniquement sur l'influence du *wave set-up* (contraintes de radiation) et de la formulation du coefficient de traînée (contraintes de vagues en surface). Il conviendra donc de garder à l'esprit que l'influence des contraintes de vagues au fond n'est pas étudiée dans ce projet.

## **2.2. MODÈLES OPÉRATIONNELS**

Tout d'abord, un certain nombre de modèles opérationnels ont été répertoriés. Toutefois, la description de ces modèles n'est pas toujours accessible. Aussi, n'ayant pas pour objectif d'être exhaustif, le Tableau 2 décrit uniquement les modèles opérationnels répertoriés dont la description est disponible. Globalement, on constate que les résolutions spatiales sont de l'ordre de quelques kilomètres, que les formulations de coefficients de traînée sont soit basées sur l'utilisation d'un coefficient de traînée constant, soit sur les formulations de Charnock (1955), Wu (1982), ou Smith and Banke (1975). Ces formulations sont décrites dans le paragraphe §3.1.3 du présent rapport. Enfin, les erreurs RMS en termes de surcotes ne sont pas comparables entre elles, car elles ne sont pas estimées sur les mêmes jeux de données. Ceci étant, l'ordre de grandeur varie de 5 à 15 cm, sur des périodes allant de quelques jours à plusieurs années.

Nom	Opérateurs	Dx	Données météorologiques	Estimation (surcote instantanée)	Coef traînée	source
WAQUA-IN-SIMONA/DC SM98	KNMI, RIKZ, Deltares	8 à 2km	HIRLAM Et ECMWF's (dx=22km)	Exemple d'erreur RMS ~ 9 cm (Verlaan et al 2005).	Avant : Smith and Banke (1975) Maintenant : Charnock (1955)	<a href="http://www.knmi.nl">http://www.knmi.nl</a> <a href="http://matroos.deltares.nl/">http://matroos.deltares.nl/</a>
POL Model	Met Office, POL	12 km (zoom à 1km)	Met Office (dx=12km)	RMS~10 cm		<a href="http://www.pol.ac.uk/ntslf/model.html">http://www.pol.ac.uk/ntslf/model.html</a>
ET-SURGE (aussi appelé ETSS), basé sur SLOSH	NOAA (NCEP)	7 à 3 km	GFS (a priori dx=0.5° ~ 50 km)	Pas d'information statistique sur de longues durées. En mode prevision (tranche 12-48h), pour la saison froide 2007-2008, biais=-0.13 m, RMSE=17 cm	Wu (1982)	<a href="http://www.opc.ncep.noaa.gov/et_surge/et_surge_info.shtml">http://www.opc.ncep.noaa.gov/et_surge/et_surge_info.shtml</a> <a href="http://www.weather.govmdl/et_surge/">http://www.weather.govmdl/et_surge/</a> Sienkiewicz (2009) ATTENTION : applications cycloniques
PREVIMAR	METEO-FRANCE	8 km	ARPEGE (dx=15 km)	Sables d'Olonne (1 <sup>er</sup> octobre 2006 – 31 mars 2007) : sous-estimation moyenne de 14 cm, écart type de 7,4 cm. Surestimation maximale de 21 cm et sous-estimation maximale de 52 cm (Le Breton et Perherin, 2009)	Wu (1982) NB : Smith and Banke (1975) – cassure à U10=25m/s - pour cyclone	
NIVMAR	Puertos del Estado	~20km (10'x15')	HIRLAM-INM (dx=0.5° ~ 50 km)	RMS~5.25 cm (La Corogne, sur période PROMISE)	Cd constant	<a href="http://www.puertos.es/externo/clima/Nivmar/nivmareng.html">http://www.puertos.es/externo/clima/Nivmar/nivmareng.html</a> Fanjul et al (2001)
PREVIMER	Ifremer	5,5 km à ~ 235 m	ARPEGE/ALA DIN (dx=9.5 km)	RMS~ 15 cm (Idier, 2007)	Cd constant	<a href="http://www.previmer.org/">http://www.previmer.org/</a>

Tableau 2 : Caractéristiques de quelques modèles opérationnels de surcote.



## 3. Méthodes de modélisation numérique des surcotes

La qualité d'un modèle de surcote dépend de plusieurs facteurs : (1) la précision des données d'entrée comme la bathymétrie ou les forçages (vent, pression), (2) la bonne prise en compte des différents processus (bancs découvrants, frottement au fond, effets des vagues et de la marée), (3) la résolution spatiale, (4) la précision des données imposées au niveau des limites ouvertes (niveaux d'eau notamment). Dans le présent chapitre, nous nous concentrons sur le point (2) et en particulier l'effet des vagues. La contribution des vagues sur les niveaux marin est liée à trois phénomènes (Nicolle et al , 2009) : la modification de la traînée à la surface de l'eau, le frottement au fond et le *wave set-up* qui est une surélévation du plan d'eau dans la zone de déferlement. Il apparaît crucial de prendre en compte le *wave set-up* et l'effet des vagues sur la contrainte en surface (coefficient de traînée). Le présent chapitre porte sur les méthodes d'estimation du *wave set-up* et du coefficient de traînée.

### 3.1. WAVE SET-UP

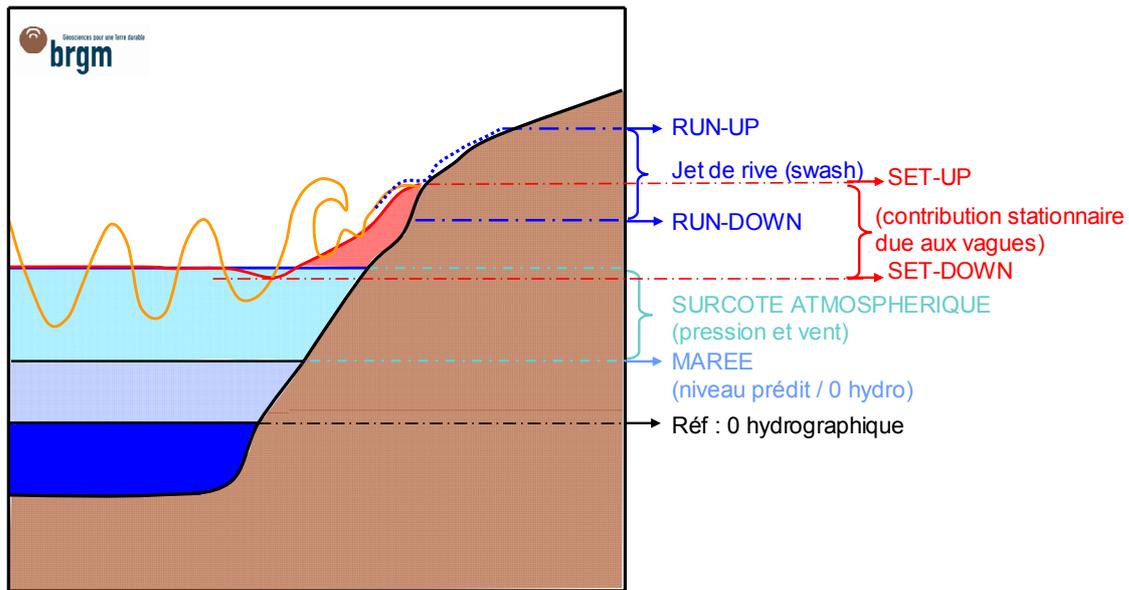
Le modèle de surcote qui sera mis en œuvre dans le projet PREVIMER-Surcotes se base sur des emprises larges (plateau Nord ouest européen et Méditerranée) avec des mailles de 2 km. Avec une telle résolution, il est impossible de modéliser correctement le *wave set-up* car celui-ci est localisé proche des côtes et car il est induit par des processus littoraux (déferlement) qui se déroulent à des échelles de quelques dizaines à centaines de mètres. Deux possibilités sont envisagées pour palier à cette limitation. La première consiste à emboîter dans le modèle régional un modèle de résolution spatiale suffisante qui possède la physique permettant de décrire les processus littoraux dont le *wave set-up*. La seconde consiste à estimer le *wave set-up* à partir des données au large en utilisant des formulations empiriques ou analytiques.

Dans ce chapitre, nous illustrons tout d'abord le phénomène de *wave set-up* en considérant un cas idéalisé. La méthode de calcul du *wave set-up* basée sur la modélisation numérique des vagues et des contraintes induites à une échelle locale est alors exposée et discutée. Nous présentons ensuite les principales formules empiriques et analytiques existantes qui permettent d'estimer le *wave set-up*. Celles-ci sont comparées afin de déterminer laquelle est la plus pertinente pour estimer les surcotes dans le cadre du projet PREVIMER-Surcotes.

#### 3.1.1. Le phénomène

A l'approche des côtes, les vagues déferlent et transfèrent de la quantité de mouvement sur la colonne d'eau. Ceci se traduit par une élévation moyenne du plan d'eau qui s'ajoute à la surcote atmosphérique : le *wave set-up* (ou simplement *set-up*, Figure 2).

Cette modification du niveau d'eau est due à la fois aux processus liés au mouvement organisé des vagues en zone de déferlement et à ceux associés au rouleau de déferlement. Il y a transfert de quantité de mouvement entre le mouvement organisé des vagues et la colonne d'eau (approche des « tensions de radiation »), mais aussi entre le rouleau de déferlement et la colonne d'eau (« roller », Figure 3).



*Ce schéma n'est pas à l'échelle*

Figure 2 : Principaux mécanismes physiques contrôlant le niveau d'eau.

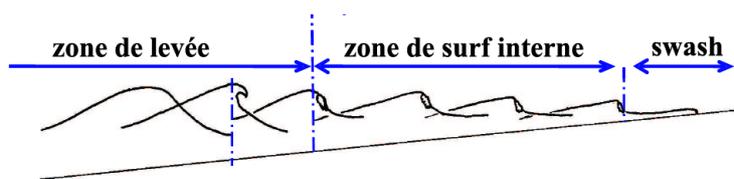


Figure 3 : Représentation schématisée de la zone de surf. Source : Marche (2005).

La théorie des contraintes de radiation a été introduite par Longuet-Higgins et Stewart (1964). On trouvera une description physique de cette théorie en annexe 1. L'intensité des tensions de radiation est fonction des variations spatiales des hauteurs et des directions de vagues, elles mêmes dépendantes des phénomènes de déferlement, de gonflement (shoaling), de réfraction, de diffraction, de moutonnement, et de dissipation sur le fond qui ont lieu à l'approche des côtes.

Dans la zone de déferlement, on observe aussi la formation d'un rouleau de déferlement qui se déplace à la vitesse de propagation de l'onde. Ce rouleau n'est pas pris en compte dans la théorie linéaire des contraintes de radiation. Le flux de masse et l'excès de quantité de mouvement moyen associé à ce rouleau de déferlement ne sont pas négligeables, et contribuent à la génération de courants moyens et à l'élévation de la surface libre (Svendsen, 1984).

La Figure 4 montre un exemple de *wave set-up* dans un cas idéalisé représentant un récif de l'île Hayman, île du Nord Queensland – Australie - (Figure 4c). Ces résultats issus de Massel and Gourlay (2000) ont été obtenus à l'aide de mesures expérimentales et d'un modèle numérique proposé par Massel (1993). Ce modèle résout le potentiel des vagues en divisant le domaine en 3 zones qui correspondent pour le cas présenté (Figure 4c) aux zones  $x < -70\text{m}$ ,  $-70\text{ m} < x < 0\text{ m}$  et  $x > 0\text{ m}$ . Le modèle utilisé prend en compte le shoaling, la réfraction bathymétrique, la diffraction et la dissipation (déferlement et frottement au fond). Dans le calcul des contraintes de radiation, le modèle néglige les vagues réfléchies par la côte. On constate que :

- la hauteur de houle augmente progressivement dans la zone de gonflement jusqu'au déferlement (Figure 4a). Les tensions de radiation sont alors maximales : on observe une décote, aussi appelé set-down ;
- suite au déferlement, les tensions de radiation chutent brusquement. Il y a transfert d'énergie à la colonne d'eau, provoquant une surélévation exponentielle du plan d'eau sur une centaine de mètres (Figure 4b) ;
- les hauteurs de vagues et la surcote se stabilisent sur le récif (le set-up est de l'ordre de 35 cm dans cet exemple) ;

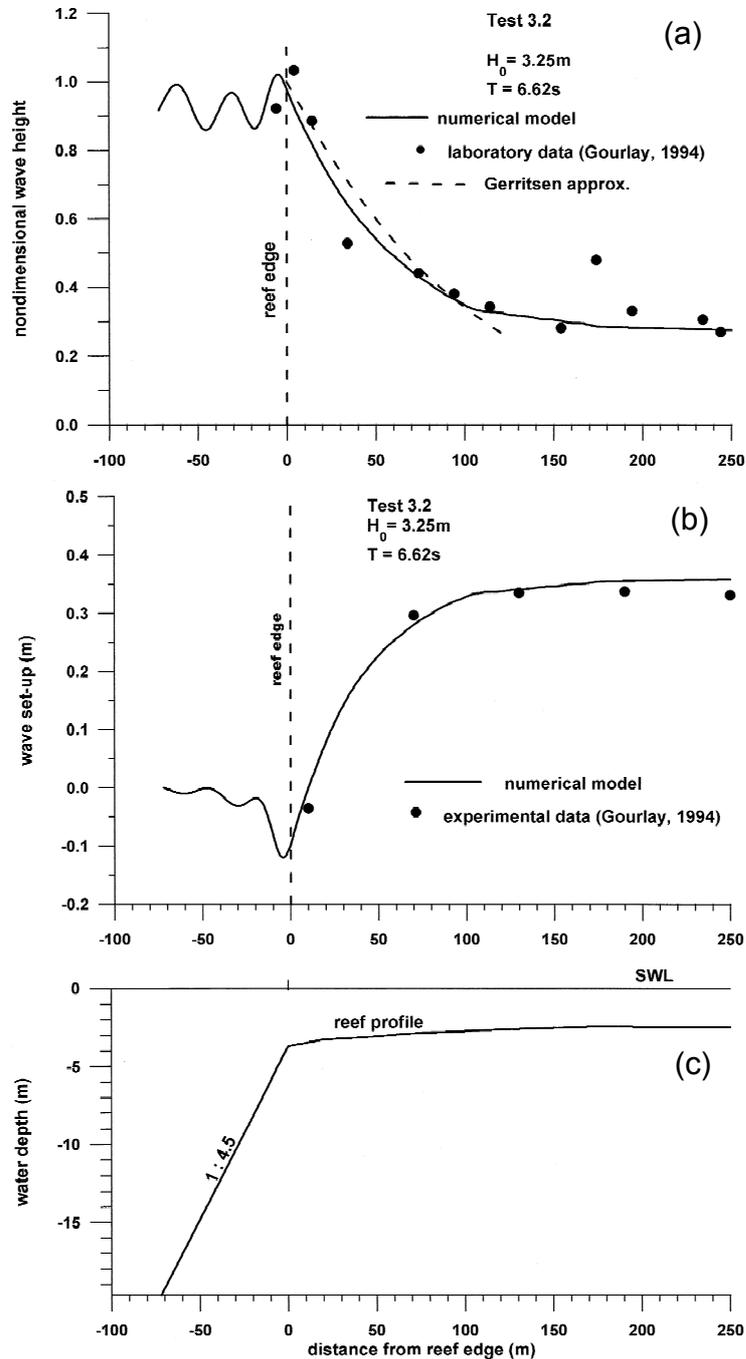


Figure 4 : Atténuation de la houle et set-up induit au niveau du récif de l'île Hayman (Nord Queensland, Australie), pour des vagues de forte incidence. (a) la hauteur des vagues  $H(x)$  est adimensionnée par la hauteur des vagues au large  $H_0$  (à  $x = -250\text{ m}$ ) (d'après Massel et Gourlay, 2000, modifié)

### 3.1.2. Modélisation numérique du *wave set-up*

Les modélisations numériques visant à reproduire le *wave set-up* nécessitent d'estimer précisément les caractéristiques des vagues dans la zone de déferlement pour pouvoir déterminer la distribution des contraintes de radiation. On parle ici de modèles possédant des résolutions fines (mailles de l'ordre de 10 ou 20 m) et des emprises limitées (de l'ordre du kilomètre). Bien entendu ces modèles à l'échelle locale nécessitent d'avoir accès à des conditions aux limites prenant en compte la dynamique régionale, à la fois pour les niveaux et les courants (induits par la marée et l'onde de tempête), et pour les vagues (vagues au large). Classiquement, ces conditions aux limites (niveaux d'eau, courants et vagues) sont calculées par un modèle à l'échelle régionale.

#### a) Exemple de modèle de *wave set-up*

##### Plateforme de modélisation MARSOUIN

La plateforme de modélisation MARSOUIN (Bruneau, 2009) est basée sur le couplage du code MARS-2DH<sup>6</sup> (Lazure et Dumas, 2008) et du code SWAN. Les caractéristiques des vagues sont calculées par SWAN ce qui permet d'estimer la distribution des tensions de radiations. A partir de ces tensions de radiations, un terme de forçage est calculé puis il est intégré dans les équations de Saint-Venant. Ce couplage permet de modéliser le *wave set-up* et les courants littoraux induits par les vagues.

Dans la plateforme MARSOUIN, l'impact des vagues sur le frottement au fond est estimé en utilisant la formulation de Liu & Dalrymple (1978). La contribution des vagues au mélange horizontal de la quantité de mouvement moyenne sur la verticale est basée sur la formulation de Battjes (1975). Enfin MARSOUIN prend en compte l'effet du rouleau de déferlement.

Des simulations réalisées avec cette plateforme hydrodynamique montrent que la contribution du roller sur le *wave set-up* n'est pas négligeable (Figure 5). Sur le cas étudié par Bruneau (2009, com. pers), elle représente 15% du *wave set-up* total. Bruneau (2009, com. pers.) montrent également que la contribution du rouleau de déferlement varie en fonction de la marée. Sur le cas présent, elle est plus forte à marée basse qu'à mi-marée.

##### Plateforme de modélisation SuWAT (Surge, WAve and Tide)

Dans le cadre de travaux sur l'étude de l'influence de la marée sur les surcotes, le *wave set-up* et les vagues, Kim et al (2010) apportent aussi des éléments quantitatifs sur l'influence de la marée sur le *wave set-up*. Ils ont mis en place un modèle basé sur le codes de calcul SWAN et un code de calcul des équations shallow-water (2DH), et

---

<sup>6</sup> Code de calcul des courants et niveau d'eau, 2D-Horizontal développé par IFREMER

la méthode des emboîtements. Pour chaque emboîtement, la méthode de couplage est la suivante :

1. calcul de la marée
2. calcul de vagues (SWAN) avec prise en compte des niveaux d'eau et des courants
3. calcul de la marée-surcote, avec prise en compte du coefficient de traînée dépendant des vagues et prise en compte des contraintes de radiation.

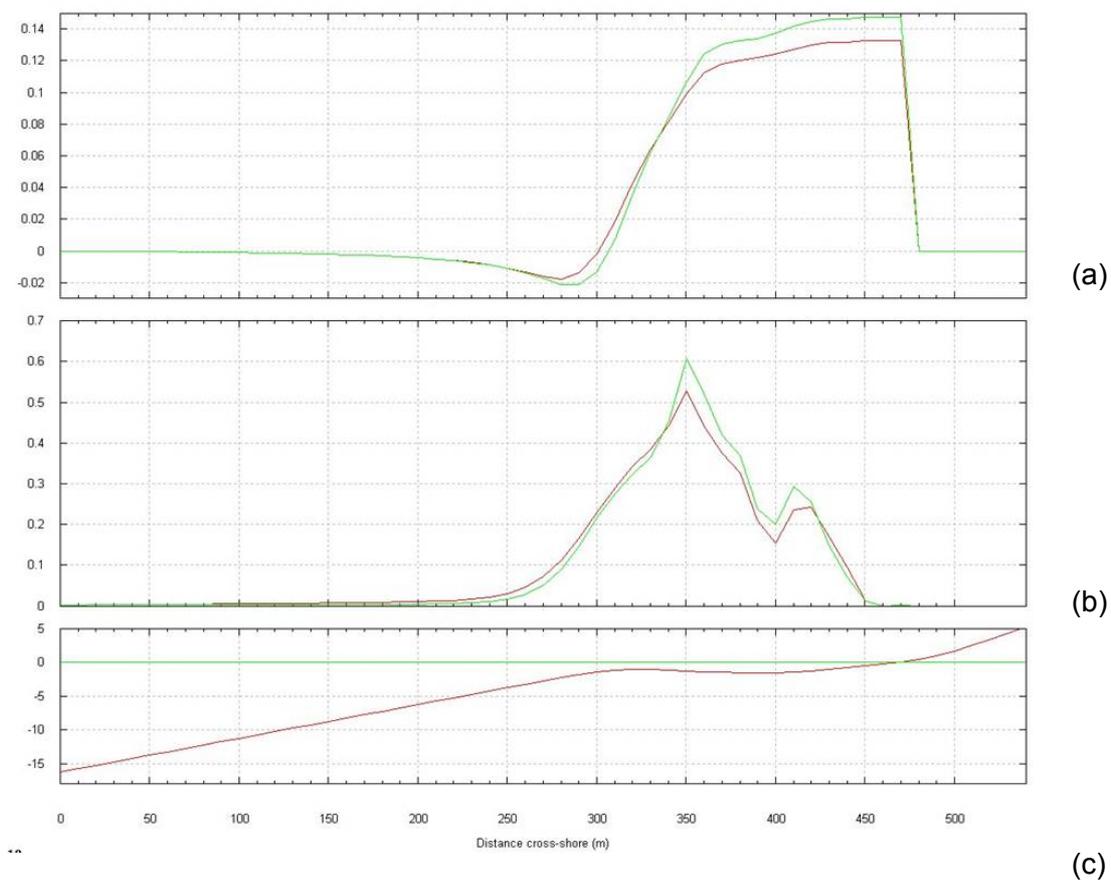


Figure 5 : Profils cross-shore de (a) surface libre, (b) vitesse cross-shore et (c) bathymétrie Sans (rouge) et avec (vert) prise en compte du roller. Configuration :  $H_s = 1$  m,  $T_p = 12$  s, Direction des vagues normale à la côte, marée basse. Source : Bruneau, 2009 (com. pers.).

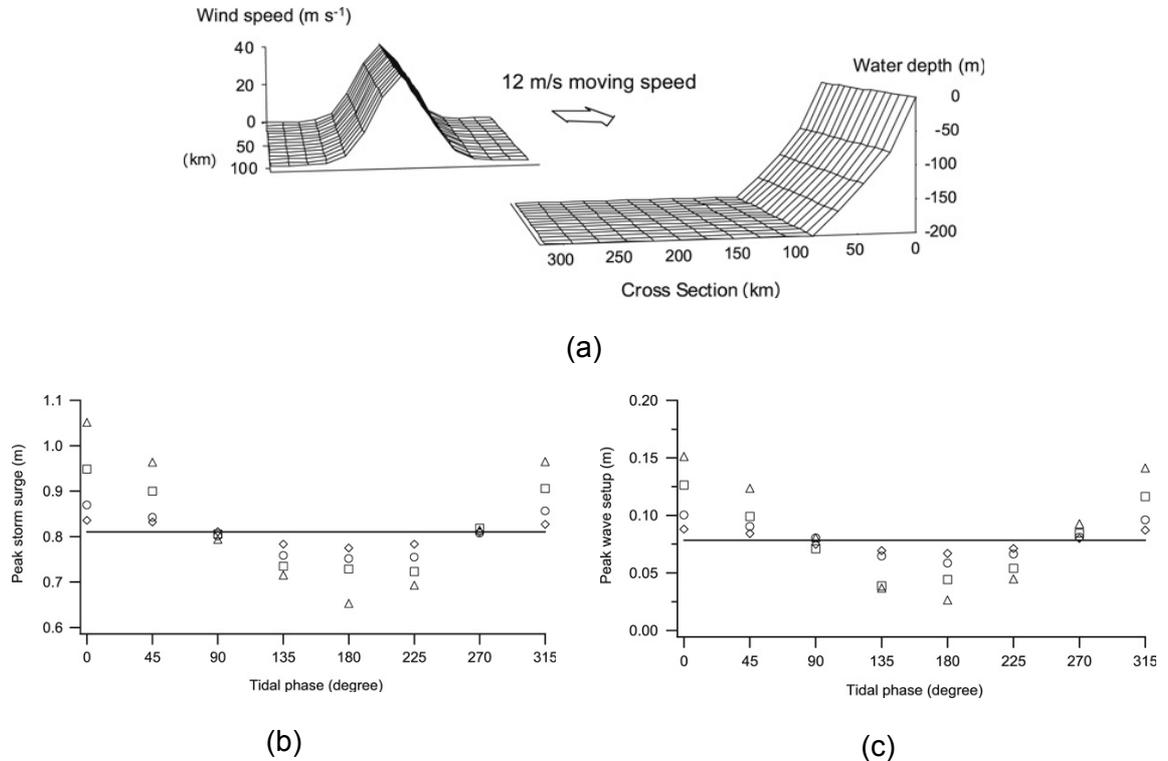


Figure 6 : Conditions de vent et bathymétrie (a). Valeur pic de la surcote (b) et du wave set-up (c) en fonction de la phase de la marée (-: prédiction sans marée, ○: amplitude de la marée = 0,5 ; □ : 2,0 ; △ : 3,0 m). Source : Kim et al (2010).

Avec cette approche, Kim et al (2010) mettent en évidence, sur un cas idéalisé (Figure 6a), la corrélation entre marée, surcote et *wave set-up* (Figure 6b et c). Ces résultats sont obtenus pour une résolution spatiale de 1 m en cross-shore et 10 m en longshore (dernier emboîtement). En termes d'ordre de grandeur, la Figure 6 montre que le *wave set-up* peut représenter, sur ce cas, jusqu'à 15% du signal de surcote.

## b) Exemple de modélisation du *wave set-up* emboîtée dans un modèle régional

Sheng et al (2010) ont aussi étudié l'effet des vagues sur la surcote, pour le cas du cyclone Isabel 2003 qui a touché la baie de Chesapeake et les Outer banks (USA, Carolina). Dans leur étude, ils utilisent des modèles de vagues (SWAN emboîté dans WW3) et courants (CH3D emboîté dans ADCIRC) (Figure 7). A l'échelle nord atlantique à régionale, modélisée avec le code ADCIRC, l'action des vagues sur les surcotes n'est pas prise en compte. L'échelle plus locale modélisée avec les codes CH3D et SWAN est résolue avec un maillage tel que la taille de maille minimale, près de la côte, est de 25 m (Figure 7a), pour une taille de maille moyenne de 450 m et

maximale de 1700 m sur tout le domaine (Figure 7b). Les principaux phénomènes pris en compte à cette échelle sont les contraintes de radiation, les contraintes de vagues en surface, les contraintes de vagues au fond, la réfraction des vagues par les courants.

Ainsi, alors que la surcote maximale est de 3 m, les contributions dues aux vagues représentent jusqu'à 20% de la surcote. En particulier la prise en compte des contraintes de radiation améliore la reproduction des surcotes de 18%, (Figure 7a). Pour fixer les ordres de grandeur, on peut noter qu'ils obtiennent une surcote due aux contributions de vague atteignant 1 m dans la baie de Chesapeake.

Kim et al (2010) ont aussi réalisé une application de leur modèle en situation réelle, pour le cas du typhon Ewiniar (2006) sur le site de Gunsan (Corée), en se basant sur des emboîtements (emprise de départ : la mer jaune) pour arriver à une résolution spatiale de 50 m qui leur permet de montrer en outre que la contribution du *wave set-up* à la surcote pouvait atteindre 40% sur ce site d'étude.

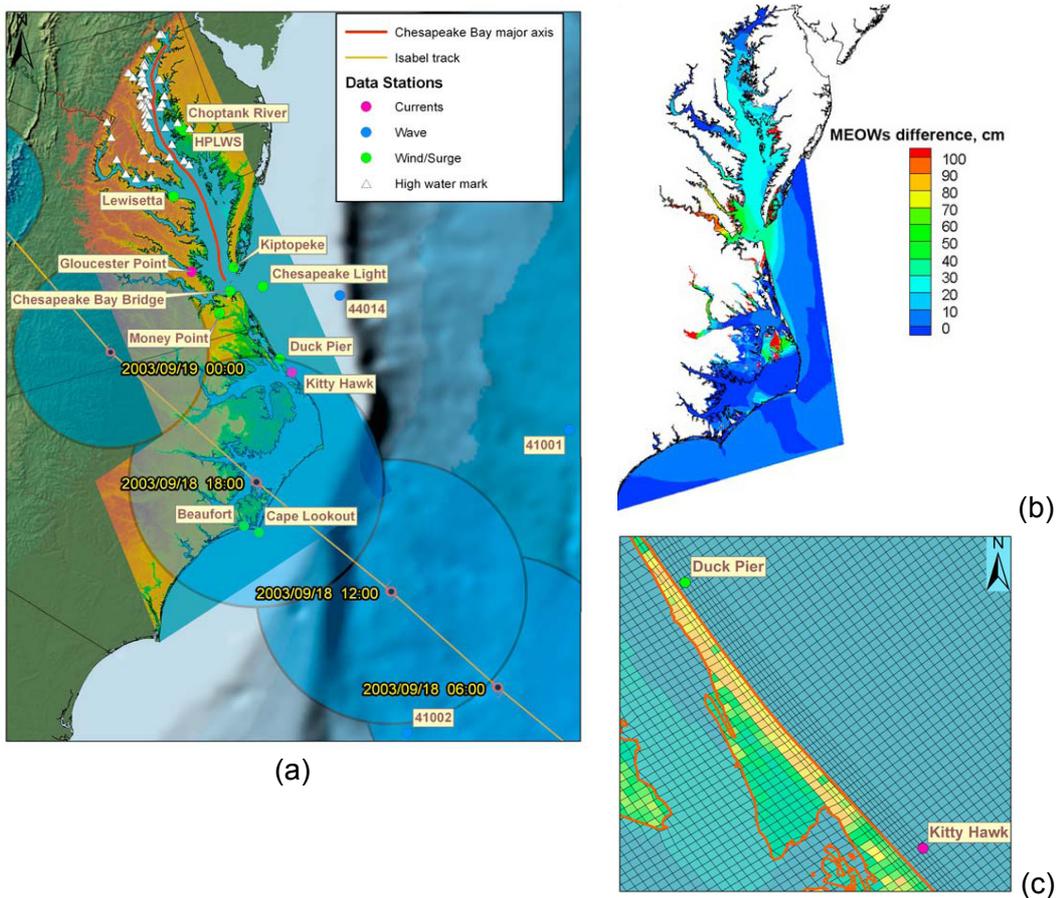


Figure 7 : (a) Zone d'étude et trajectoire du cyclone Isabel. (b) enveloppe maximale du niveau d'eau du aux vagues simulée avec un vent WNA (vents NCEP, 0,25°x0,25°), (c) zoom du maillage CH3D/SWAN dans la zone de la jetée de Duck et de Kitty Hawk. Source : Sheng et al (2010).

### c) Conclusions et implications pour le projet

Les études de modélisation exposées montrent d'une part comment modéliser le *wave set-up* à l'échelle locale, d'autre part comment prendre en compte la dynamique régionale dans le calcul local du *wave set-up*. En particulier, pour l'estimation locale du *wave set-up*, il apparaît important de prendre en compte l'influence de la marée et des surcotes atmosphériques (échelle régionale). Pour les zones où les courants induits par la marée ou l'onde de tempête sont importants, il convient de prendre en compte la réfraction des vagues par le courant.

Dans le cadre du projet PREVIMER-Surcotes, la modélisation du *wave set-up* à l'échelle locale s'appuiera sur le code MARS-2DH pour le calcul de niveaux et courants, et a priori sur le code SWAN pour le calcul local des vagues. La boîte MARS-2DH à l'échelle locale sera emboîtée dans le modèle MARS-2DH à l'échelle régionale. Avec un tel chaînage, il est possible de modéliser la marée, les surcotes atmosphériques et le *wave set-up*. Le principe du chaînage est représenté sur la Figure 8. Deux stratégies de modélisation sont envisagées. L'une est adaptée aux zones à forts courants de marée, comme par exemple les côtes du détroit du Pas de Calais (a), et l'autre adaptée aux autres zones (b)). Dans le cas a), on considère en effet qu'il est nécessaire de considérer l'action des courants sur la propagation des vagues (réfraction des vagues par les courants). Dans le cas b), on considère que les courants ne modifient pas significativement la propagation des vagues. Ainsi, le calcul du *wave set-up* pourra être effectué suivant les deux options suivantes (Figure 8):

- Option 1 : SWAN fournit un certain nombre de variables caractéristiques des vagues ( $H_s$ ,  $T_p$ ,  $Dir$ ,  $Q_b$ ,  $L$ ) avec  $H_s$  la hauteur significative des vagues,  $T_p$  la période pic,  $Dir$  la direction pic,  $Q_b$  le taux de vagues déferlées et  $L$  la longueur d'onde des vagues. Le code MARS, développé de manière adéquate, calcule alors les tensions de radiations issues des grandeurs « moyennes »  $H_s$ ,  $T_p$  et  $Dir$  et la contribution du roller à partir de  $Q_b$ ,  $H_s$ ,  $L$ .
- Option 2 : SWAN fournit directement les contraintes de radiation (calculée à partir de tout le spectre de vagues), ainsi que les caractéristiques des vagues ( $H_s$ ,  $Q_b$ ,  $L$ ) pour pouvoir estimer la contribution du roller.

En fonction des sites sélectionnés pour le présent projet, il conviendra donc de choisir l'option la plus adaptée.

D'un point de vue pratique, le modèle MARS-2DH en l'état a toutes les fonctionnalités requises pour prendre en compte un forçage par les vagues même dans une formulation en divergence des tensions de radiation. Toutefois, si besoin, pour le cas instationnaire (simulations SWAN en mode instationnaire), les procédures d'appel au sein du code MARS-2DH seront modifiées. Ensuite, il conviendra de tester ce type de chaînage avant d'appliquer le modèle aux sites étudiés dans le présent projet. En outre, il conviendra de développer le chaînage entre le code SWAN et le code MARS au niveau des formats de fichiers SWAN qui seront à transformer pour être compatible avec le code MARS en termes de fichier d'entrée.

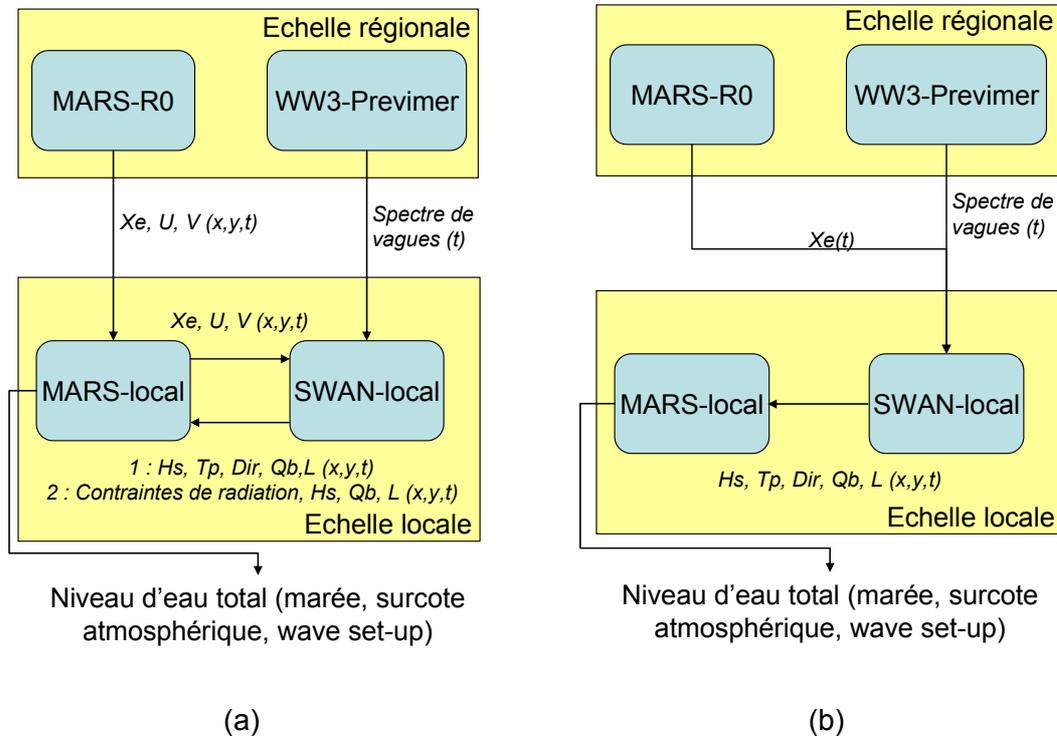


Figure 8 : Schéma de principe de modélisation du niveau d'eau total intégrant le wave set-up et la dynamique à l'échelle régionale.

### 3.1.3. Approches empiriques et analytiques, échelle régionale

#### a) Revue et description des lois empiriques et analytiques

De nombreuses formules empiriques et analytiques ont été établies pour estimer le *wave set-up* à partir des caractéristiques de vagues. Celles-ci sont fréquemment utilisées dans les études de surcotes marines à l'échelle régionale. Le Tableau 3 récapitule les principales formulations employées, avec notamment leurs conditions d'obtention et leurs limites.

Ces formules ont été établies dans des cas simples (incidence normale des vagues, pentes faibles, pentes globalement uniformes, etc). Elles ne sont donc pas valables par exemple en présence d'une barre sous-marine, et ne donnent a priori qu'un ordre de grandeur de la valeur du *wave set-up*. Les tests de corrélation (*wave set-up* mesuré / *wave set-up* empirique) réalisés par Stockdon et al (2006) à partir d'un grand nombre de mesures sur des plages naturelles montrent une forte dispersion des données. La formulation adoptée par ces auteurs pour évaluer le setup a un coefficient de

corrélation au carré  $\rho^2=0,48$  et une erreur quadratique  $rmse=21,3$  cm par rapport aux données mesurées (Figure 9b).

Dans les premières études, comme celles de Dean et Dalrymple (1991) ou encore Guza et Thornton (1981), la surcote liée au *wave set-up* était en général exprimée comme une fonction linéaire de la hauteur de houle (au large, au point de déferlement, etc). On a constaté par la suite que d'autres paramètres comme la pente de l'avant plage ou encore la période des vagues jouait un rôle important. Les études récentes font donc appel à des formulations qui en tiennent compte. Cariolet et Suanez (2009) ont mené par exemple des études de niveaux d'eau extrêmes sur des plages dans le Finistère en utilisant la formule empirique de Komar (1998). Selon cette formule, la surcote maximale due au *wave set-up* au niveau du rivage est proportionnelle à la pente de la plage et à la période des vagues. D'autres études (ex : Suanez et al., 2006 ; Anselme et al., 2008 ; Garcin et al. 2009) font appel aux formulations de Holman et Sallenger (1985) qui introduisent le nombre d'Iribarren (Tableau 3), fonction de la pente de l'avant plage, de la hauteur significative et de la longueur d'onde de la houle au large. Celle de Stockdon (2006), qui a l'avantage d'avoir été obtenue à partir d'un grand nombre de mesures sur des plages naturelles, avec des conditions de houle et des caractéristiques de plages variées, est aussi de plus en plus utilisée (ex : Vitousek et al., 2008, De La Torre et Louzé, 2008).

Comme exemple de formule établie de manière analytique, on trouvera aussi dans le Tableau 3 les travaux de Tait (1972), qui expriment la surcote due aux vagues jusqu'au rivage en fonction de la hauteur de houle (au large et au point de déferlement), de la hauteur d'eau, ou encore du ratio entre vitesse de phase et vitesse de groupe.

On trouvera une analyse comparative de ces différentes formules dans le paragraphe suivant.

## **b) Comparaisons**

La Figure 10 donne une représentation graphique des valeurs de *wave set-up* déterminées par les lois empiriques présentées précédemment en fonction de la hauteur significative et de la période des vagues au large, ainsi que de la pente de l'avant-plage. Nous avons choisi d'utiliser le code SWAN (Booij et al., 2004) comme référence. En effet, en particulier pour les cas 1D (profil de plage uniforme dans la direction longshore) ce code résout les équations physiques propres au *wave set-up* (voir Annexe 1) et a fait l'objet de nombreuses validations. Les résultats du modèle numérique SWAN sont donc représentés pour comparaison. Nous avons considéré des valeurs standards pour le coefficient de Madsen (0,05) et le coefficient de déferlement ( $\gamma = 0,78$ ). Nous nous plaçons dans le cas d'une pente uniforme (on pourra se référer à la Figure 11 pour une étude de sensibilité à ces paramètres).

Auteurs	Formules	Paramètres	Conditions d'obtention	Remarques
Dean et Dalrymple (1991)	$\bar{\xi} = 0.19H_d$	$H_d$ : hauteur de houle au point de déferlement	Pentes faibles	Set-up trop élevé, en particulier pour $H_s$ grand
Guza et Thornton (1981)	$\bar{\xi}_{\max} = 0.17H_0$	$H_0$ : hauteur de houle significative au large	Obtenu avec des pentes faibles (2%) et $H_s < 1.6\text{m}$	Set-up trop élevé, en particulier pour $H_s$ grand
Tait (1972)	Jusqu'au déferlement : $\bar{\xi} = -\frac{H_0^2}{16h}(2n-1)$ Du déferlement au rivage : $\bar{\xi} = \bar{\xi}_d + \frac{3\gamma_d^2/8}{1+3\gamma_d^2/8}(h_d-h)$ $\gamma_d = H_d / h_d$	$H_0$ : hauteur de houle significative au large $H_d$ : hauteur de houle significative au point de déferlement $h_d$ : hauteur d'eau au déferlement $h$ : hauteur d'eau $n$ : ratio vitesse de phase/vitesse de groupe $\bar{\xi}_d$ : surélévation au point de déferlement	Formules analytiques obtenues à partir des travaux de Longuet-Higgings et Stewart (1963) – ondes linéaires	Donne des valeurs de set-up qui semblent irréalistes (trop élevées), sauf pour de très petits $H_s$ (<1m typiquement)
Komar (1998)	$\bar{\xi}_{\max} = 0.18g^{1/2}\beta H_0^{1/2}T$	$\beta$ : pente avant plage $H_0$ : hauteur de houle significative au large $g$ : gravité $T$ : période de la houle au large	Plages régulières Pentes faibles	Validité pour $H_s$ grand et pentes faibles ? Set-up trop faible dans ces cas de figure ?
Holman et Sallenger (1985)	$\bar{\xi}_{\max} = 0.45H_0\mathcal{E}_0$	$\beta$ : pente avant plage $H_0$ : hauteur de houle significative au large $L_0$ : longueur d'onde houle au large $\mathcal{E}_0$ : nombre d'Iribarren <sup>7</sup>	$H_s < 4\text{m}$ Périodes entre 6s et 16s Pentes modérées (10% en moyenne, avec un facteur 2 entre le min et le max)	Validité pour $H_s$ grand et pentes faibles ? Set-up trop faible dans ces cas de figure ?
Stockdon et al (2006)	$\bar{\xi}_{\max} = 0.35\beta\sqrt{H_0L_0}$	$\beta$ : pente avant plage $H_0$ : hauteur de houle significative au large $L_0$ : longueur d'onde houle au large	Obtenu avec $H_s < 2.5\text{m}$ Elaboré à partir d'observations sur un grand nombre de plages naturelles	Validité pour $H_s$ grand et pentes faibles ? Set-up trop faible dans ces cas de figure ?

Tableau 3 : Récapitulatif des principales formules empiriques et analytiques utilisées pour les calculs de set-up

<sup>7</sup> Nombre d'Iribarren :  $\mathcal{E}_0 = \frac{\tan \beta}{(H_0 / L_0)^{1/2}}$

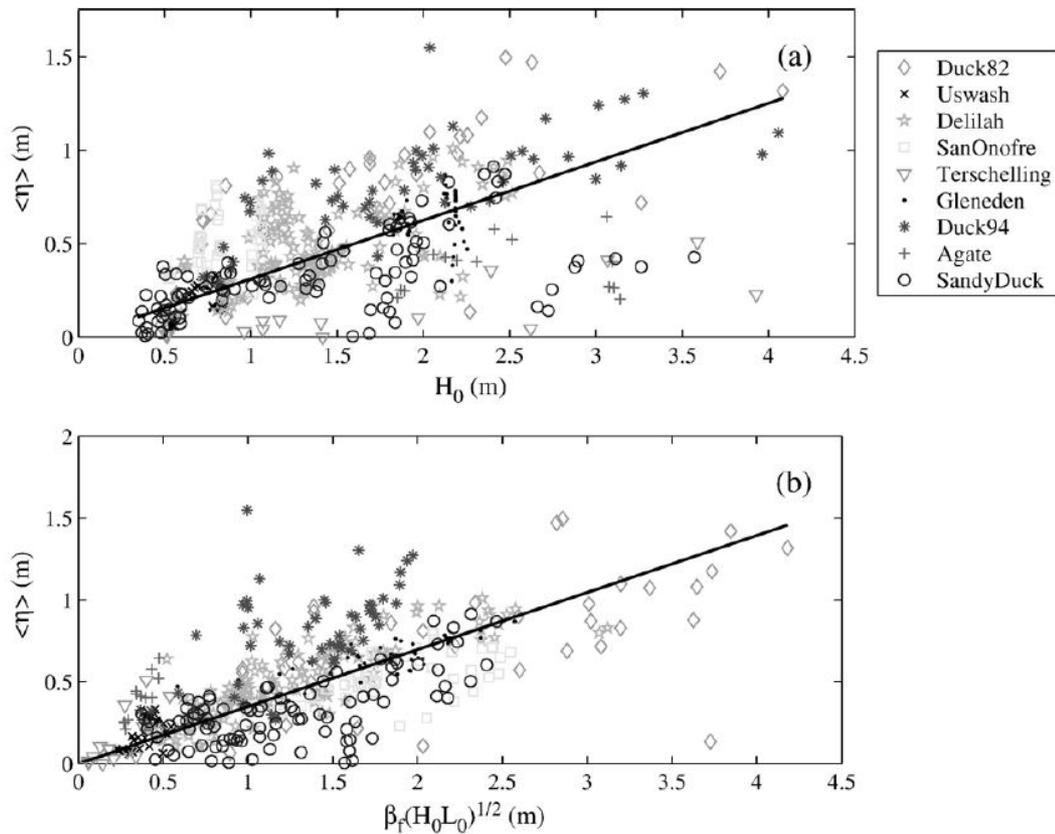


Figure 9 : Couples de valeurs set-up / hauteur significative (a) et set-up /  $\beta(H_0 L_0)^{1/2}$  (b) des données utilisées par Stockdon et al (2006). En traits pleins : régressions linéaires associées. Le coefficient de corrélation au carré vaut  $\rho^2=0,3$  pour (a) (avec  $rmse=25,3$  cm) et  $\rho^2=0,48$  pour (b) (avec  $rmse=21,3$  cm)

On constate que les formules exprimant le set-up comme une simple fonction de la hauteur significative (ex : Dean et Dalrymple 1991, Guza et Thornton 1981) ont tendance à surestimer le set-up calculé avec le code SWAN, en particulier pour les fortes hauteurs de vagues. Les formules de Tait (1972) donnent des valeurs encore plus éloignées des résultats obtenus avec le code SWAN. Les lois de Komar (1998), Holman et Sallenger (1985) et Stockdon (2006) semblent plus ou moins équivalentes. Elles donnent des résultats plus cohérents avec les valeurs obtenues avec SWAN, en particulier pour des hauteurs significatives relativement faibles (<2 m typiquement) et des fortes pentes (3%). Elles donnent des valeurs de set-up significativement plus faibles pour les événements extrêmes, en particulier lorsque la pente d'avant-plage est peu marquée (ex : 1%).

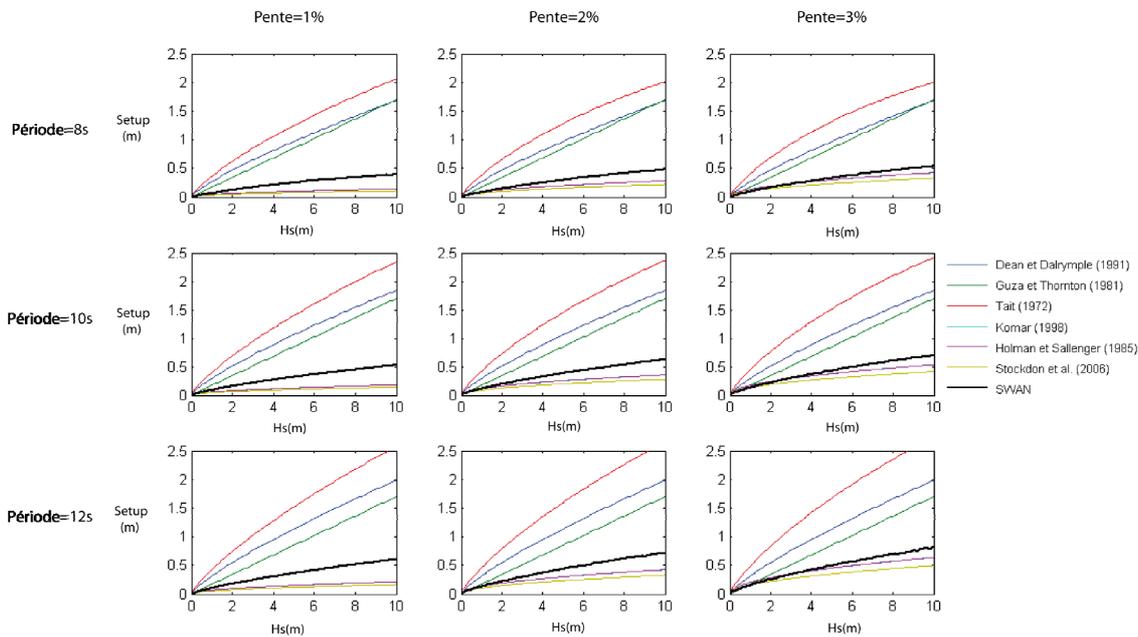


Figure 10 : Comparaison des lois empiriques donnant le set-up en fonction de la hauteur significative des vagues au large pour différentes périodes et pentes d'avant-plage. En trait gras sont représentés les résultats obtenus avec le code SWAN (coefficient de Madsen=0,05, coefficient de déferlement  $\gamma = 0,78$ ). Pour la loi de Dean et Dalrymple (1991), la hauteur de houle au point de déferlement  $H_d$  est calculée à partir de la hauteur significative au large  $H_o$  à l'aide de la formule de Komar and Gaughan (1973) et en considérant que l'onde est normale à la côte :  $(H_d = 0,56 * H_o * (H_o / L_o)^{-1/5})$ , avec  $L_o$ =longueur d'onde). La loi de Komar (1998) est quasiment confondue avec celle de Holman and Sallenger (1985), et n'est donc pas très visible sur la figure.

Comme indiqué précédemment, des tests de sensibilité ont été réalisés pour évaluer la dépendance des résultats de SWAN au coefficient de Madsen et à celui de déferlement (Figure 11). Les résultats indiquent que le set-up n'est pas très sensible au premier paramètre. En revanche, il peut décroître de manière assez significative avec le coefficient de déferlement (de l'ordre de 25% environ pour  $H_s=10$  m, par exemple, entre  $\gamma = 0,78$  et  $\gamma = 0,6$ ). Ceci étant, ces variations restent faibles devant les écarts observés entre les résultats de SWAN et ceux donnés par la formule de Stockdon (2006) (Figure 10) -notamment pour des pentes faibles et des hauteurs de vagues importantes-, ou encore ceux donnés par les formulations qui ne tiennent pas compte de l'état de mer (Dean et Dalrymple, 1991, Guza et Thornton, 1981, Tait, 1972) pour les fortes hauteurs de vagues. Ceci tend à montrer que les comparaisons effectuées précédemment (Figure 10) sont peu sensibles aux deux paramètres de SWAN testés, et donc restent valides.

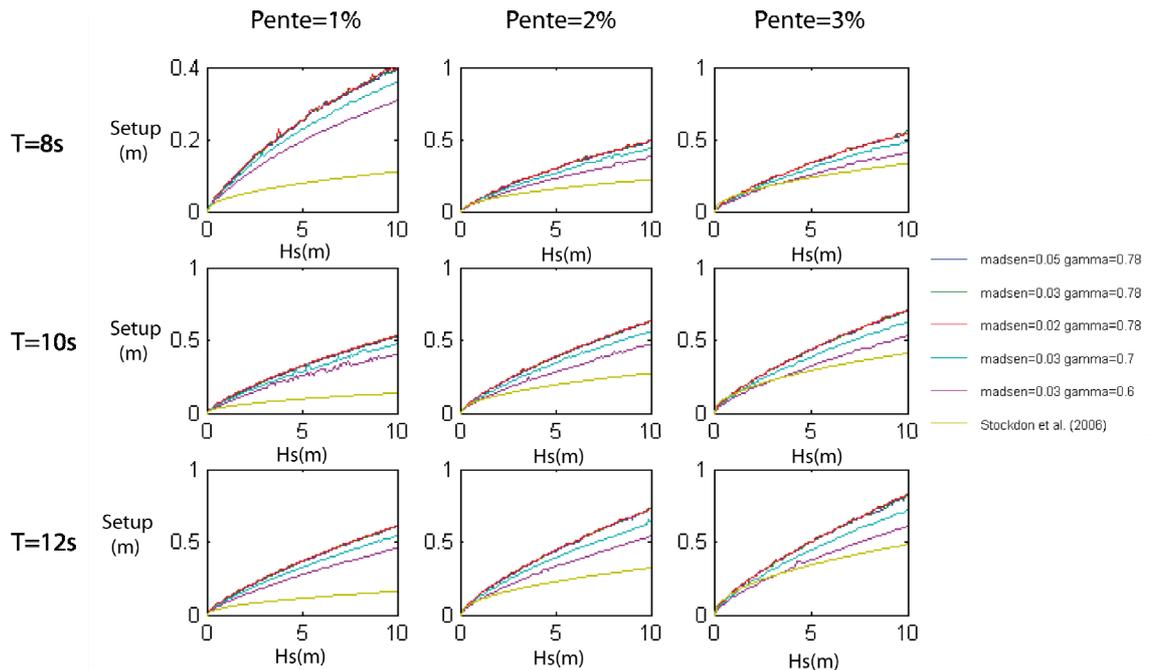


Figure 11 : Comparaison des valeurs de set-up données par SWAN pour différentes hauteurs significatives de vagues, périodes, pentes topographiques, coefficients de Madsen et coefficient de déferlement  $\gamma$  ( $\gamma$ =rapport entre la hauteur maximale de vague et la profondeur).  
(Remarque : l'échelle verticale n'est pas la même que pour la Figure 10)

### c) Conclusions et implications pour le projet

A ce stade, il est difficile de choisir parmi les différentes formules empiriques et analytiques existantes celles qui donnent les meilleurs résultats. Les lois de Stockdon (2006), Komar (1998), et Holman et Sallenger (1985) semblent relativement équivalentes. Elles sont a priori plus adaptées que celles de Dean et Dalrymple (1991), Guza et Thornton (1981) et Tait (1972) qui paraissent donner des valeurs trop importantes. Mais ces formules ne sont pas forcément valides pour tous les types de plages et de tempêtes si l'on se réfère aux études comparatives menées avec le code numérique SWAN.

Dans le cadre de PREVIMER-Surcotes, nous proposons d'utiliser la formule la plus récente, celle de Stockdon (2006), qui a l'avantage par rapport aux travaux de Komar (1998) et Holman et Sallenger (1985) d'avoir été obtenue avec un plus grand nombre de données.

## 3.2. COEFFICIENTS DE TRAÎNÉE

Nous étudions et discutons maintenant les formulations de coefficients de traînée existantes, en vue d'identifier les formulations à prendre en compte dans la modélisation numérique des surcotes associée au projet PREVIMER-Surcote.

On peut rappeler que De Vries et al (1995) ont réalisé une comparaison de cinq modèles de surcotes 2DH, dont le code MARS, sur la Mer du Nord, la Mer Egée et la Mer Adriatique. En Mer du Nord, les différences entre modèles sont inférieures à 10 cm. Cependant la comparaison des résultats avec des mesures montre que les surcotes de pleine-mer sont sous-estimées jusqu'à 50 cm. Ils en ont déduit que ces écarts étaient dus à des défauts communs parmi lesquels une mauvaise estimation du coefficient de traînée. L'importance de la formulation du coefficient de traînée dans la modélisation des surcotes est maintenant reconnue (Nicolle et al, 2010, Sheng et al, 2010). Dans la présente section, la définition du coefficient de traînée est rappelée, puis un certain nombre de formulations sont analysées et comparées. Enfin, nous verrons quelles sont les implications pour la présente étude de modélisation des surcotes avec le code MARS.

### 3.2.1. Introduction

La surface de la mer peut être traitée comme une limite entre deux fluides de propriétés différentes (l'air et l'eau), au travers de laquelle il y a transfert de chaleur, de masse et de quantité de mouvement. Ici, nous nous focalisons sur les transferts de quantité de mouvement.

La contrainte exercée par le vent sur la surface océanique est un paramètre crucial pour la modélisation du couplage océan-atmosphère. Elle s'exprime sous la forme :

$$|\vec{\tau}| = \rho_a u_*^2 \quad (1)$$

avec  $\rho_a$  la masse volumique de l'air et  $u_*$  la vitesse de frottement (ou friction). Il est toutefois difficile de mesurer cette contrainte directement.

Une des approches couramment utilisée est l'approche bulk, qui permet d'estimer les flux de surface à partir de variables moyennes (exemple : la vitesse du vent à 10 m) avec des formules empiriques permettant d'estimer le coefficient de transfert (exemple : coefficient de traînée  $C_D$ ). Ainsi, dans la plupart des modèles, la contrainte de surface ( $\vec{\tau}$ ) est exprimée en fonction du *coefficient de traînée*  $C_D$  (ou de la *longueur de rugosité*  $z_0$ ) de la manière suivante :

$$|\vec{\tau}| = \rho_a C_D U_{10m}^2 \quad (2)$$

Le coefficient de frottement (traînée  $C_D$  ou rugosité  $z_0$ ), qui correspond au coefficient de transfert de la formulation bulk, dépend de la vitesse du vent, mais aussi de l'état de la mer, ou encore de la stabilité atmosphérique (Monin and Obukhov, 1954 ; Charnock, 1955 ; Large and Pond, 1981 ; Smith et al., 1992). On considère pourtant le plus souvent que le coefficient de traînée ne dépend que de la vitesse du vent à 10 m ( $U_{10m}$ ) selon une relation affine :

$$C_D = a + bU_{10m} \quad (3)$$

Les mesures de terrain dans des régimes de vent fort étant très limitées (Kepert 2004, French 2005), on se contente en général de déterminer les coefficients  $a$  et  $b$  pour des régimes de vent faibles à modérés (moins de 25 m/s typiquement). Les résultats sont ensuite extrapolés pour les régimes de vent fort (ex : formules de Large et Pond, 1981, Smith, 1980, Wu, 1982, ou encore Geernaert, 1986, pour les applications océaniques -voir Tableau 4-).

Des résultats récents, issus de mesures in-situ, d'expériences de laboratoire (ex : Figure 12) ou encore de travaux théoriques (ex : Alamaro et al., 2002 ; Powell et al., 2003 ; Donelan et al., 2004 ; Moon et al., 2004a, 2004b ; Makin, 2005) indiquent pourtant que le coefficient de traînée est plus faible en régime de vent fort (eg pour des vents de vitesse supérieurs à 30-35 m/s) que ce qui est prédit par ce type de formules. Il pourrait même être une fonction décroissante de la vitesse de vent. Ceci traduit notamment une dépendance non négligeable du coefficient de traînée avec l'état de mer (Toba et al. 1990, Smith et al. 1992, Johnson et al. 1998, Drennan et al., 2003).

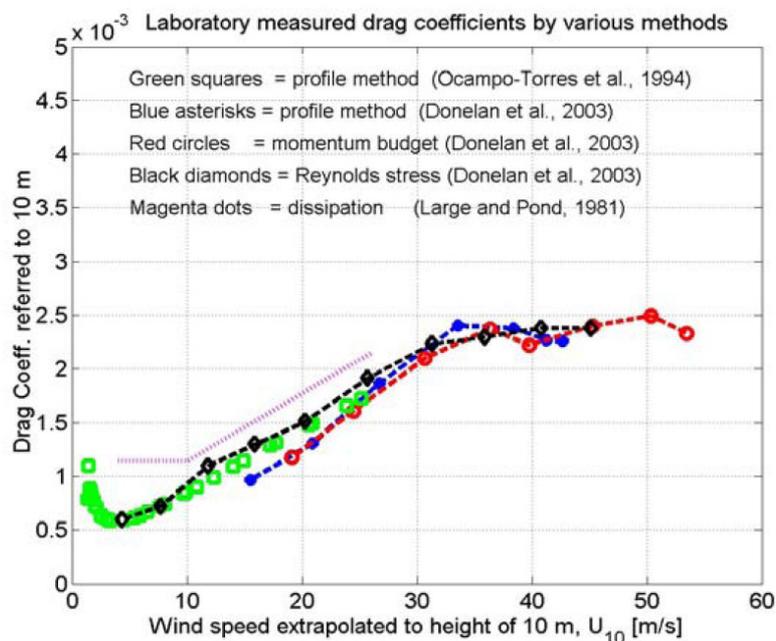


Figure 12 : Coefficients de traînée mesurés en laboratoire par différentes méthodes par Donelan et al (2004). En pointillés : relation de Large et Pond (1981)

Plusieurs auteurs ont montré que les contraintes générées par les vagues pouvaient avoir un impact non négligeable sur la circulation atmosphérique ou encore les surcotes (Mastenbroek et al., 1993 ; Saetra et al., 2007 ; Nicolle et al., 2009). L'état de mer est souvent représenté dans ces études à l'aide d'un unique paramètre sans dimension : l'âge des vagues (ex : Janssen, 1991), défini comme le rapport  $c_p/u^*$  où  $c_p$  est la vitesse de phase des vagues à la fréquence pic et  $u^*$  la *vitesse de friction* ( $u^* = |\vec{\tau}|/\rho$ , avec  $\rho$  la densité de l'air). Certains auteurs comme Moon et al (2007) remarquent cependant que les champs de vagues peuvent varier rapidement dans le temps et l'espace lors d'événements extrêmes comme les cyclones tropicaux, et que les ondes dominantes ne se propagent pas forcément dans la même direction que le vent local. Moon et al. (2004a, 2004b) concluent ainsi que la contrainte due au vent doit être traitée non pas comme un scalaire mais comme un vecteur. Il serait donc nécessaire de calculer l'ensemble du spectre de vagues en 2D plutôt que d'évaluer « l'âge des vagues ».

### 3.2.2. Formulations adoptées dans les modèles : exemples et synthèse

Le Tableau 4 donne des exemples de formulations adoptées pour calculer le coefficient de traînée. Ces exemples seront étudiés plus en détail dans la suite. On distingue notamment les études basées sur des simulations numériques des vagues (entre autres) qui représentent l'état de mer en fonction d'une valeur scalaire (l'âge des vagues) de celles qui calculent l'ensemble du spectre de vagues en 2D. On verra par ailleurs un exemple d'étude théorique (Makin, 2005).

### 3.2.3. Analyses de données en régime de vent faible-moderé

On trouve dans le Tableau 4 plusieurs exemples de formules établies à l'aide de données en régime de vent faible-moderé (moins de 25 m/s typiquement) qui ne tiennent pas compte explicitement de l'état de mer (Large et Pond, 1981, Smith, 1980, Wu, 1982, etc). Celles-ci ont tendance à surestimer le coefficient de traînée en régime de vents forts. Rappelons ici à titre d'exemple la formule de Charnock, couramment utilisée :

$$z_0 = \alpha_c \frac{u_*^2}{g}$$

où  $u_*$  est la vitesse de friction,  $z_0$  la longueur de rugosité,  $\alpha_c$  le paramètre de Charnock (valeur typique : 0.011-0.012), et  $g$  l'accélération de la pesanteur. Remarquons que cette formule permet d'estimer la longueur de rugosité et non pas directement le coefficient de traînée. Différentes méthodes existent pour relier ces deux coefficients. La plus courante est de faire l'hypothèse d'un profil vertical de vitesse de la forme :

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left( \ln \frac{z}{z_0} - \psi_M \left( \frac{z}{L} \right) \right)$$

Type d'approche	Référence	Formulation	Avantages (A) / Inconvénients (I)	Fonction explicite	Code utilisant cette formulation
Analyses de données en régime de vent faible-moderé (pas de prise en compte de l'état de mer)	Large et Pond (1981)	$Cd=(0.49+0.065 \times U_{10m}).10^{-3}$ (pour $U_{10m} > 10$ m/s)	A : équation facile à implémenter I : Cd trop grand pour les régimes de vents forts	Oui : fonction du vent à 10m	Implémentée dans MARS
	Smith (1980)	$Cd=(0.61+0.063 \times U_{10m}).10^{-3}$ (pour $6 < U_{10m} < 22$ m/s)	A : équation facile à implémenter I : Cd trop grand pour les régimes de vents forts	Oui : fonction du vent à 10m	
	Wu (1982)	$Cd=(0.8+0.065 \times U_{10m}).10^{-3}$	A : équation facile à implémenter I : Cd trop grand pour les régimes de vents forts	Oui : fonction du vent à 10m	Utilisée dans le modèle de prévision de Météo France
	Geernaert (1986)	$Cd=(0.43+0.097 \times U_{10m}).10^{-3}$	A : équation facile à implémenter I : Cd trop grand pour les régimes de vents forts	Oui : fonction du vent à 10m	
	Smith and Banke (1975)	$Cd=(0.63+0.066 \times U_{10m}).10^{-3}$	A : équation facile à implémenter I : Cd trop grand pour les régimes de vents forts	Oui : fonction du vent à 10m	Implémentée dans MARS
	Charnock (1955)	$z_0 = \alpha_c \frac{u_*^2}{g}$ u*:vitesse de friction z <sub>0</sub> : longueur de rugosité α <sub>c</sub> =paramètre de Charnock=constante g=9.81m.s <sup>-2</sup>	A : équation facile à implémenter I : Cd trop grand pour les régimes de vents forts	Oui : fonction du vent à 10m	Implémentée dans MARS
Modèles numériques vagues-océan qui décrivent l'état de mer à partir d'une valeur scalaire : « l'âge des vagues »	Tolman and Chalikov (1996)	Voir §3.2.4 et équations (6) et (7)	A : tient compte de l'état de mer I1 : Cd reste trop grand pour les régimes de vents forts I2 : pas de formule empirique simple	non	Utilisée dans l'ancienne version de WW3
	Janssen (1991)	Voir §3.2.4	A : reformulation de la formule de Charnock qui tient compte de l'âge des vagues I : pas de formule simple pouvant être implémentée dans MARS	non	Utilisée dans POLCOMS-WAM
Modèles numériques vagues-océan qui incluent un calcul 2D du spectre de vagues	Tolman (2009)	Voir §3.2.5.c)	A : par rapport à l'ancienne version de WW3, meilleure interaction du vent avec les vagues et meilleur traitement de la dissipation I : pas de formule simple pouvant être implémentée dans MARS	non	Version (3.14) de WW3
	Moon et al (2007)	Voir §3.2.5.a) et équations(8), (9) et (5)	A1 : tient compte de l'état de mer avec calcul 2D du spectre A2 : les équations peuvent être implémentées simplement dans MARS -testé dans des modèles de surcotes	Oui, fonction du vent à 10m	Utilisé dans le modèle opérationnel GFDL-Hurricane de la NOAA
	CBLAST	Voir §3.2.5.b)	A : modèle couplé atmosphère-vagues-océan, testé sur plusieurs événements (ex : ouragan Francès) I : pas de formule simple pouvant être implémentée dans MARS	non	
Exemple d'étude théorique qui tient compte de l'effet des vagues	Makin (2005)	Voir §3.2.6 et équation (11)	A1 : tient compte de l'état de mer avec calcul 2D du spectre A2 : les équations peuvent être implémentées dans MARS et résolues de manière itérative I : n'a pas été testé à notre connaissance dans un modèle de surcote	Oui, fonction du vent à 10m, résolu de manière itérative	Utilisé dans le modèle de prévision des cyclones JMA-GSM

Tableau 4 : Exemples de formulations adoptées pour le calcul du coefficient de traînée



avec  $\kappa$  la constante de Von Kármán,  $\psi_M$  une fonction qui traduit l'influence de la différence de température entre l'air et la mer (i.e. la stabilité) sur le profil de vent et  $L$  la longueur de stabilité Monin-Obukhov.

On fait ensuite l'hypothèse que la stabilité de l'atmosphère liée à la différence de température entre l'air et la mer a peu d'effets sur le coefficient de traînée, conformément aux travaux de Smith (1988) ou encore Liu et Tang (1996). Ceci revient à écrire que :

$$\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \gg \psi_M\left(\frac{z}{L}\right)$$

On obtient donc :

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left( \ln \frac{z}{z_0} \right) \quad (4)$$

En utilisant les équations (1), (2) et (4), on obtient l'expression du coefficient de traînée suivante pour un vent à 10 m par exemple ( $z=10$  m dans l'équation (5)) :

$$C_D = \frac{u_*^2}{u_z^2} = \kappa^2 \left[ \ln \frac{z}{z_0} \right]^{-2} \quad (5)$$

### 3.2.4. Approches numériques fonctions de l'état de mer en tant que valeur scalaire: exemples

#### a) Tolman et Chalikov 1996 (ex : Wavewatch 3, ancienne version)

Le modèle Wavewatch 3 repose à l'origine sur les formulations de Chalikov (1995) et Tolman et Chalikov (1996) pour décrire les transferts de quantité de mouvement entre l'océan et l'atmosphère. Le coefficient de traînée à 10 m ( $C_d$ ) s'exprime par :

$$C_d = 10^{-3} \left( 0.021 + \frac{10.4}{R^{1.23} + 1.85} \right) \quad (6)$$

avec  $R = \ln\left(\frac{10g}{\chi\sqrt{\alpha}u_{10}^2}\right)$

où  $\chi = 0.2$ ,  $u_{10}$  est la vitesse du vent à 10 m, et  $\alpha$  le niveau d'énergie sans dimensions à haute fréquence, qui est exprimé en fonction de l'âge des vagues ( $c_p/u_*$ ) par:

$$\alpha = 0.57\left(\frac{c_p}{u_*}\right)^{-3/2} \quad (7)$$

Pour rappel,  $u_*$  est la vitesse de friction et  $c_p$  est la vitesse de phase au pic de fréquence. Ces équations peuvent se résoudre de manière itérative.

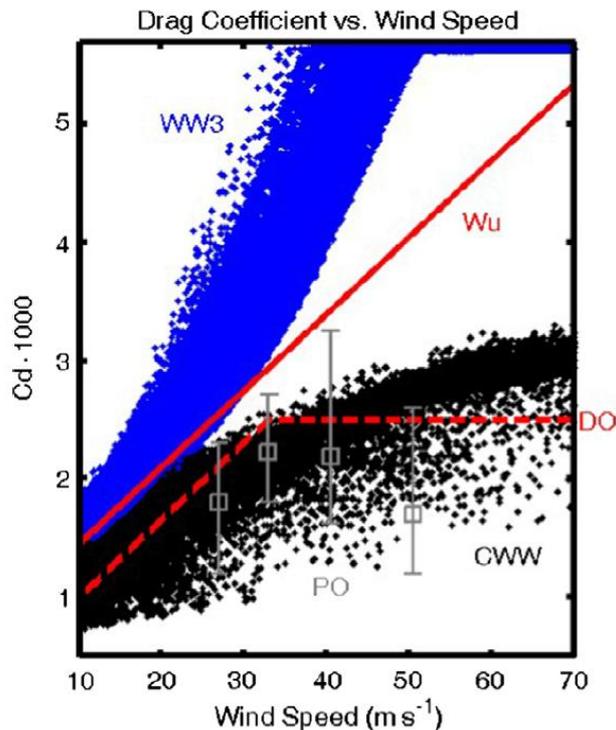


Figure 13 : Coefficient de traînée en fonction de la vitesse de vent pour les sorties des modèles WW3 (ancienne version, basée sur Tolman et Chalikov, 1996) et CWW (Moon et al., 2004c) lors du passage du typhon Maemi en 2003. Pour comparaison : travaux de Wu, 1982 (Wu) ; Donelan et al., 2004 (DO), et mesures in-situ de Powell et al. (2003) avec intervalle de confiance à 95%. Source: Moon et al. (2009)

La Figure 13 représente le coefficient de traînée en fonction de la vitesse du vent pour les sorties de WaveWatch3 lors du passage du typhon Maemi en Corée du Sud en 2003, avec la paramétrisation de Tolman et Chalikov (1996). Les résultats indiquent que le coefficient de traînée est fortement surestimé pour les régimes de vent forts. A

l'aide d'un modèle avec des grilles emboîtées de résolution spatiale comprise entre 300 m et 10 km, Moon et al. (2009) obtiennent d'ailleurs des surcotes trop importantes au niveau des marégraphes coréens lors du passage de Maemi dans le cas où ils adoptent cette version de WaveWatch3 pour le coefficient de traînée. Les résultats sont meilleurs avec la paramétrisation utilisée dans le modèle GFDL. Ils remarquent cependant que ceci n'est vérifié que dans le cas d'une grille bathymétrique de résolution suffisante (c'est le cas par exemple de la grille à 300 m utilisée dans leur étude). Ils constatent en effet que les surcotes ont tendance à être sous-estimées en moyenne si la grille est trop grossière. Dans ce cas de figure (par exemple avec la grille de 10 km utilisée dans leur étude), les résultats peuvent sembler meilleurs avec des coefficients de traînée surestimés. Ainsi, les erreurs induites par la surestimation du coefficient de traînée seraient compensées par les erreurs associées à la faible résolution spatiale du modèle hydrodynamique.

### b) Janssen (1991)

Le modèle couplé vagues-surcotes développé par le Proudman Oceanographic Laboratory (POLCOMS-WAM) se base sur l'étude de Janssen (1991) pour évaluer les transferts de quantité de mouvement entre l'atmosphère et l'océan (Brown and Wolf, 2009).

Dans ces travaux, la contrainte en surface  $\tau$  s'exprime comme la somme d'une contrainte turbulente  $\tau_t$  et d'une contrainte due à l'action des vagues  $\tau_w$ :

$$\tau = \tau_w(z = z_0) + \tau_t(z = z_0)$$

La contrainte turbulente s'écrit:

$$\tau_t = \rho_a (\kappa z) \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2$$

où  $\kappa$  est la constante de Von Kármán,  $\rho_a$  la densité de l'air, et  $U(z)$  le profil vertical de vent dont on suppose qu'il suit une loi logarithmique :

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left( \frac{z + z_{ow}}{z_{ob} + z_{ow}} \right)$$

avec  $u_*$  la vitesse de friction,  $z_{ob}$  la longueur de rugosité sans l'effet des vagues et  $z_{ow}$  l'effet des vagues sur la longueur de rugosité (la longueur de rugosité équivalente est donc la somme de ces deux contributions :  $z_e = z_{ob} + z_{ow}$ ). En supposant que  $z \gg z_{ow}$ , on en déduit :

$$\tau = \left[ \frac{\kappa U(z)}{\ln\left(\frac{z}{z_e}\right)} \right]^2$$

La longueur de rugosité équivalente est exprimée par ailleurs comme une relation de Charnock pour laquelle le paramètre de Charnock  $\alpha$  dépend des contraintes exercées par les vagues ( $\tau_w$ ) et par le vent ( $\tau$ ) :

$$z_e = \frac{\alpha u_*^2}{g} \quad \text{avec} \quad \alpha = \frac{0.01}{\sqrt{1 - \frac{\tau_w}{\tau}}}$$

On suppose ensuite que la contrainte générée par les vagues est dans la même direction que celle du vent, et qu'elle s'écrit :

$$\tau_w = \int_0^{f_{\max}} \int_{\theta} \frac{\rho_a}{\varepsilon} \gamma_{\text{wind}} F \cdot 2\pi \cdot f df d\theta + \int_{f_{\max}}^{\infty} \int_{\theta} \frac{\rho_a}{\varepsilon} \gamma_{\text{wind}} F \cdot 2\pi \cdot f df d\theta$$

où  $\gamma_{\text{wind}}$  est le taux de croissance des vagues dû au vent,  $F$  la densité spectrale,  $\varepsilon$  le rapport entre la densité de l'air et celle de la mer, et  $f_{\max}$  la fréquence la plus élevée calculée par WAM (WAMDI Group, 1988). Le premier terme (la partie basse fréquence du spectre) est déterminé à partir du modèle WAM en résolvant l'équation de conservation de l'énergie. Le deuxième terme est calculé en supposant que la partie hautes fréquences du spectre se comporte en loi de puissance ( $f^5$ ).

Les trois équations précédentes sont résolues de manière itérative en posant  $z=10$  m pour déterminer la contrainte en surface.

### 3.2.5. Approches numériques fonctions du spectre 2D des vagues : exemples

#### a) Moon et al. (ex : modèle opérationnel GFDL-Hurricane, NOAA)

Moon et al. (2004a, 2004b, 2007, 2009) ont étudié les effets des vagues sur les échanges de quantité de mouvement air-océan à partir d'un calcul 2D du spectre de vagues. La démarche adoptée pour calculer le coefficient de traînée est schématisée dans la Figure 14.

Elle repose essentiellement sur les principes suivants :

- forcer le modèle WaveWatch 3 par le champ de vitesse de vent à 10 m pour obtenir un spectre de vagues en 2D ;

- ne conserver que la partie « basse fréquence » du spectre (au voisinage de la fréquence pic). La partie « haute fréquence » est recalculée à partir du modèle analytique d'équilibre de spectre de Hara et Belcher (2002). Les résultats obtenus dépendent en particulier du « *sheltering wavenumber* »  $k_s$ , choisi de manière empirique de sorte que les spectres « basses fréquences » et « hautes fréquences » se raccordent;
- l'ensemble du spectre de vagues obtenu est injecté dans le modèle de couche limite de Hara et Belcher (2004). Ce modèle décrit la partie basse de l'atmosphère qui interagit avec les vagues, à partir des équations de conservation de l'énergie et de la quantité de mouvement;
- le coefficient de traînée et la longueur de rugosité sont déterminés par itérations successives sur les contraintes visqueuses en surface, en comparant les vitesses de vent calculées par le modèle (Hara et Belcher, 2004) avec celles imposées dans WaveWatch 3.

Cette démarche est appelée modèle CWW (Coupled Wave-Wind model) par la suite.

Les résultats de Moon et al (2004a, 2004b) indiquent que la croissance du coefficient de traînée ( $C_D$ ) avec la vitesse du vent est plus faible pour les vents forts (au-delà de 30 m/s typiquement, Figure 15).

Ils s'appuient sur les résultats de leurs modèles pour proposer de nouvelles formules empiriques simples permettant de mieux tenir compte des transferts de quantité de mouvement air-océan pour les régimes de vents forts :

$$\begin{cases} z_0 = \frac{0.0185}{g} (0.001 \times U_{10m}^2 + 0.028 \times U_{10m})^2 & \text{pour } U_{10m} \leq 12,5 \text{ m.s}^{-1} \\ z_0 = (0.085 \times U_{10m} - 0.58) \times 10^{-3} & \text{pour } U_{10m} > 12,5 \text{ m.s}^{-1} \end{cases} \quad (8)$$

avec  $z_0$  la longueur de rugosité,  $U_{10m}$  la vitesse du vent à 10m et  $g$  la gravité.  $z_0$  peut aussi s'exprimer en fonction de la vitesse de friction  $u^*$  :

$$\begin{cases} z_0 = \frac{0.0185}{g} \times (u^*)^2 & \text{pour } U_{10m} \leq 12,5 \text{ m.s}^{-1} \\ z_0 = [0.085(-0.56 \times (u^*)^2 + 20.255 \times u^* + 2.458) - 0.58] \times 10^{-3} & \text{pour } U_{10m} > 12,5 \text{ m.s}^{-1} \end{cases} \quad (9)$$

On peut en déduire le coefficient de traînée via l'équation (5) pour  $z=10$  m.

La relation entre coefficient de traînée et longueur de rugosité en fonction de la vitesse du vent est représentée graphiquement dans la Figure 16. Les formules empiriques proposées par Moon et al (2007) sont équivalentes à celle de Wu (1982) pour les régimes de vents faibles/modérés. Le coefficient de traînée croît plus lentement pour les vents forts, conformément à ce qu'observent Powell et al. (2003) notamment.

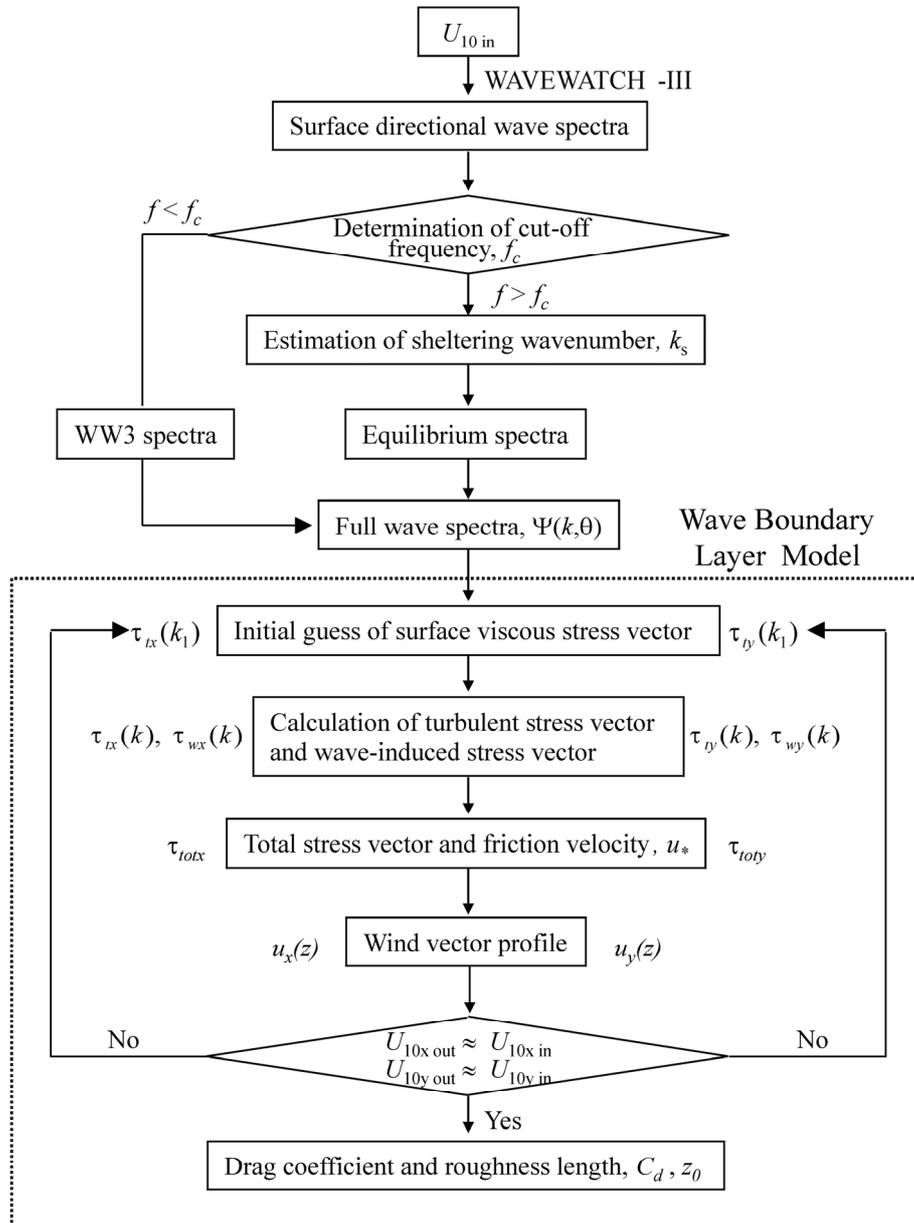


Figure 14 : Méthodologie développée par Moon et al (2004) pour estimer le coefficient de traînée. Modèle CWW. Source Moon et al. (2004)

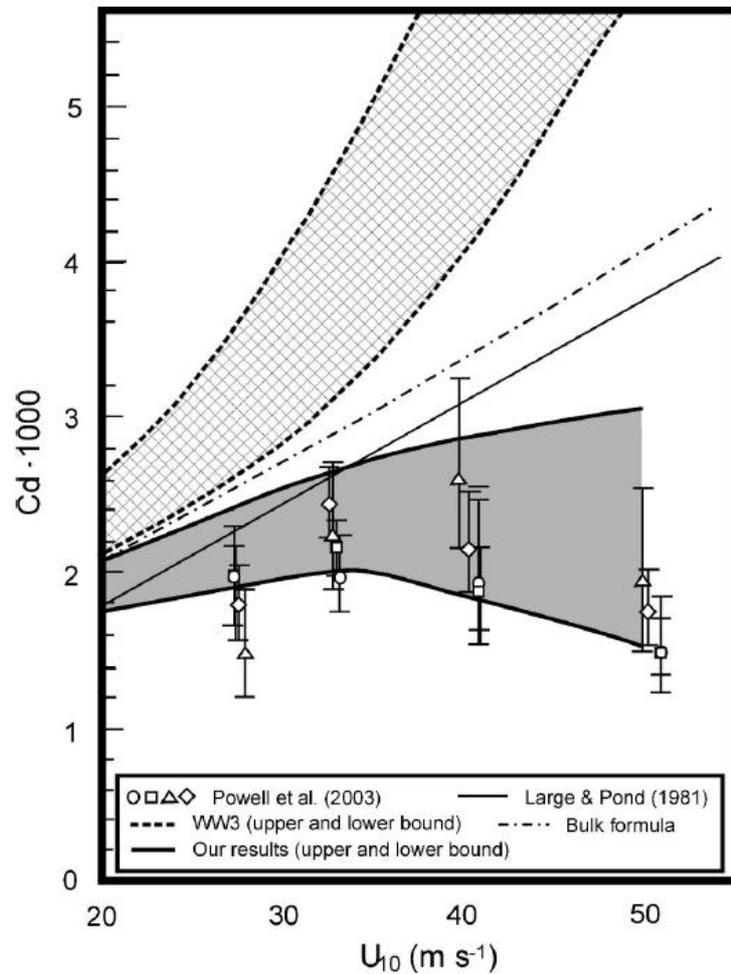


Figure 15 :  $C_D$  (coefficient de traînée) en fonction de  $U_{10}$  (vitesse du vent à 10 m) pour plusieurs modèles et expériences de terrain (Moon et al 2004b). Les symboles représentent les résultats des expériences de Powell et al. (2003) à partir de sondes GPS. Les barres verticales donnent l'intervalle de confiance à 95%. La ligne en traits-pointillés correspond à un coefficient de Charnock  $z_{ch}=0.0185$ . Celle en trait plein correspond à la formule de Large et Pond (1981). Les surfaces grisées et « maillées » donnent les valeurs de  $C_D$  obtenues pour des ouragans idéalisés, caractérisés par une vitesse de déplacement, une intensité, et des structures de champs de vent-pression différentes, avec le modèle de Moon et al (2004b) et WW3 (Tolman et Chalikov 1996) respectivement. Source : Moon et al. (2004b).

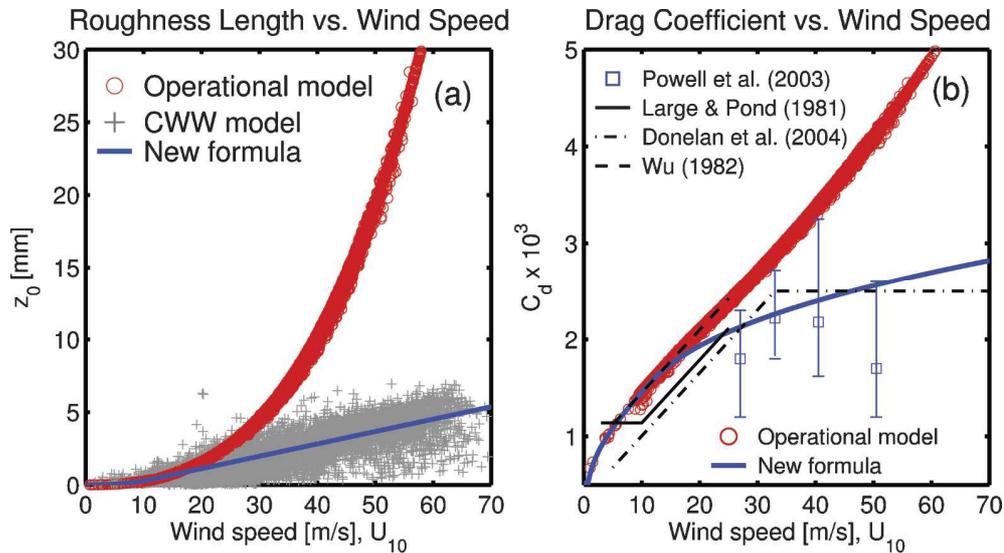


Figure 16 : Traînée/rugosité en fonction du vent. (a) longueur de rugosité en fonction de la vitesse du vent. (b) coefficient de traînée en fonction de la vitesse du vent. Sur les figures a et b : résultats du modèle opérationnel météorologique d'ouragans GFDL (o), résultats du modèle CWW (Moon et al., 2004c) (+), formules empiriques présentées précédemment (Eq. 7 à 9, Moon et al, 2007) (--). Source : Moon et al. (2007)

Cette nouvelle paramétrisation a été implémentée dans GFDL, le modèle opérationnel de prévision des ouragans utilisé par la NOAA (Kurihara et al., 1998 ; Bender et al. 2007). Elle semble améliorer les résultats de manière significative en termes de vitesses de vent et de prévision de trajectoire des ouragans (Moon et al., 2007 ; Bender et al., 2007) par rapport aux formulations précédentes, pour lesquelles le coefficient de Charnock  $z_{ch}$  était défini par :

$$z_{ch} = \frac{z_0 g}{(u_*)^2} = 0,0185 \quad (10)$$

Moon et al. (2009) l'ont testé par ailleurs dans leurs modèles de surcote dans le cas du typhon Maemi (2003). En comparant les niveaux d'eau calculés avec les observations au niveau de neuf marégraphes, ils constatent que les surcotes sont mieux reproduites qu'en calculant le coefficient de traînée avec le modèle WW3 (Tolman et Chalikov, 1996) ou la formulation de Wu (1982).

## b) Programme CBLAST

Aux Etats-Unis, « l'Office of Naval Research » mène depuis plusieurs années un grand programme de recherche nommé CBLAST (Coupled Boundary Layers Air-Sea Transfer), qui a pour objectif de mieux comprendre les processus qui entrent en jeu à l'interface atmosphère-océan. Dans le projet CBLAST-Hurricane (composante de

CBLAST qui porte sur les couplages océan-atmosphère lors des ouragans, ex : Chen et al. 2007), une méthode semblable à celle de Moon et al. (2004a) est adoptée pour le calcul du spectre de vagues en deux dimensions : la partie basse fréquence est calculée à l'aide de WaveWatch 3, tandis que les hautes fréquences sont déterminées à partir d'une formule analytique incluant un paramètre permettant de raccorder les deux parties du spectre (voir par exemple Chen et al., 2007). Aucune formule empirique simple (pouvant être utilisée pour PREVIMER-Surcotes) n'est proposée en revanche dans le cadre de ces études.

Cette paramétrisation a été implémentée dans un modèle couplé atmosphère-vagues-océan de grande résolution spatiale (de l'ordre du kilomètre) dédié à la prévision des ouragans. Ce code a été testé sur plusieurs événements, notamment l'ouragan Francès qui a frappé la Floride à l'été 2004 et a fait l'objet de nombreuses mesures (données in-situ, satellitaires, ...) lors de la campagne de terrain CBLAST-Hurricane 2004.

### c) Tolman (2009) (WaveWatch 3, v3.14)

Les versions plus récentes du modèle WaveWatch 3 apportent des améliorations importantes en termes de traitement de l'interaction du vent avec les vagues ou encore de dissipation. Un terme correctif est notamment appliqué à la vitesse de friction  $u_*$  afin de calculer de manière plus réaliste le terme source « vent-vagues » dans l'équation d'évolution temporelle de la densité spectrale. Cette correction réduit le coefficient de traînée dans les régimes de vent fort, conformément à ce qui est observé.

On pourra se référer à Ardhuin et al. (2009, 2010), ou encore à Tolman (2009) pour avoir une description complète des équations implémentées dans le modèle WaveWatch3, version 3.14.

### 3.2.6. Approche théorique : exemple de Makin (2005)

Le modèle atmosphérique développé par l'Agence Météorologique Japonaise pour la prévision des cyclones tropicaux (JMA-GSM) s'appuie sur la formule de longueur de rugosité proposée par Makin (2005), le coefficient de traînée et la longueur de rugosité étant reliés par l'équation (5) :

$$z_0 = c_l^{(1-1/\omega)} c_{z_0}^{1/\omega} \frac{u_*^2}{g} \quad (11)$$

Avec :

- $g$  : accélération de la pesanteur ;
- $\omega = \min(1, a_{cr} / \kappa u_*)$ ,  $a_{cr} = 0.64$  m/s ;
- $c_l = 10$  ;

- $z$  : altitude (prise égale à 10 m en général) ;
- $c_{z0}$  : coefficient de Charnock (égal à 0,01).

Ces formulations ont été obtenues en résolvant l'équation de l'énergie cinétique turbulente dans le cas d'un flux contenant des particules en suspension (la couche limite de l'atmosphère chargée en écume) dans un régime de saturation limite. On peut calculer  $u^*$  (et donc le coefficient de traînée) par itérations successives en remplaçant  $z_0$  dans l'équation (5) par son expression en fonction de  $u^*$  dans l'équation (11). On peut procéder par exemple par dichotomie.

Cette paramétrisation génère dans les modèles atmosphériques des vents plus forts en surface, mais cela n'a que peu d'impacts sur l'intensité prédite des cyclones (Kitagawa, 2009). Les relations entre coefficient de traînée et vitesse de friction en fonction de la vitesse du vent sont représentées dans la Figure 17.

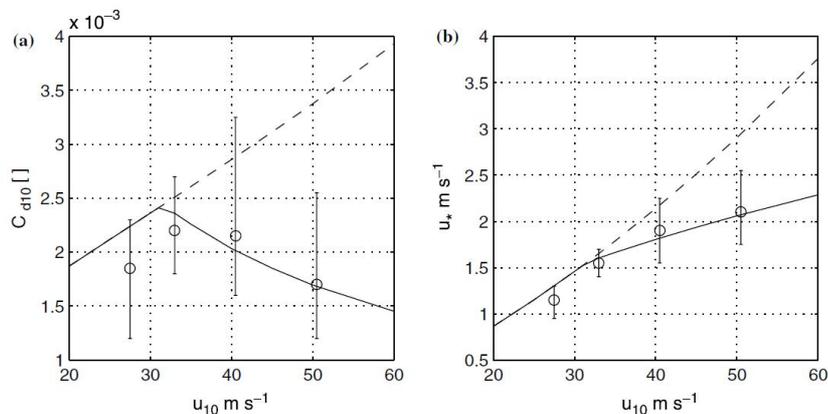


Figure 17 : (a) coefficient de traînée en fonction de la vitesse de vent, (b) vitesse de friction en fonction de la vitesse du vent. Traits pleins : relations de Makin (2005) ; tiretés : relation de Charnock (avec un coefficient de Charnock=0,01) ; cercles : données de Powell et al. (2003). Source: Makin (2005).

### 3.2.7. Comparaison des formulations adoptées dans les modèles

La Figure 18 compare les différentes formulations abordées dans ce rapport qui expriment le coefficient de traînée comme une fonction unique de la vitesse du vent (les formules de Tolman et Chalikov-1996 ne sont donc pas représentées ici puisqu'elles sont aussi fonction de la vitesse de phase à la fréquence pic).

Comme on l'a vu précédemment, les relations affines (ex : Large and Pond, 1981 ; Smith, 1980) surestiment le coefficient de traînée en régime de vent fort. Pour des vents faibles (10-15m/s), les résultats de Moon et al. (2007) sont proches de ceux de Wu (1982). Ceux de Makin (2005) ne sont quant à eux pas très différents des valeurs de Smith (1980). Pour des vents plus forts (entre 30 et 35 m/s typiquement), les valeurs de  $C_d$  de Moon et al (2007) et Makin (2005) sont assez proches. Les deux courbes suivent ensuite des tendances inverses : alors que la relation empirique

établie par Moon et al (2007) continue légèrement à croître, le coefficient de traînée décroît avec la vitesse de vent dans la formulation de Makin (2005).

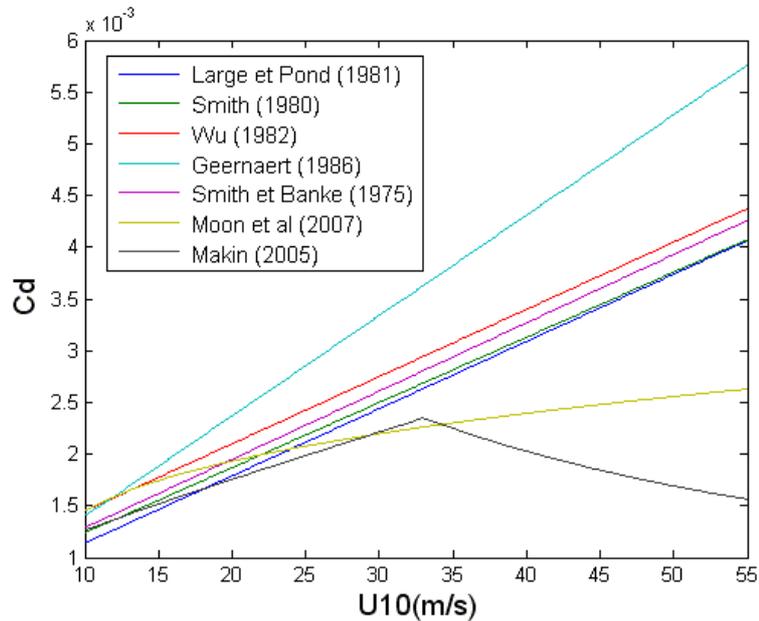


Figure 18 : Comparaison des formules donnant le coefficient de traînée en fonction de la vitesse de vent à 10 m ( $C_d$  en fonction de  $U_{10}$ )

### 3.2.8. Conclusions et implications pour le projet

Actuellement le code MARS repose sur cinq formulations possibles du coefficient de traînée : Coefficient de traînée constant ( $C_D=0.0016$  par exemple) ; Large and Pond (1981) ; Smith and Banke (1975) ; Geernaert et al. (1986), relation de Charnock.

Les études récentes indiquent que le taux de croissance du coefficient de traînée décroît en régime de vent fort ( $> 30$  m/s) et que le coefficient de traînée est ainsi plus faible que ce que l'on obtient par extrapolation de mesures in-situ dans des régimes de vents faibles ou modérés (ex : relation de Wu, 1982). Les formulations actuellement implantées dans le code MARS présentent cette limite (sauf dans le cas particulier d'un coefficient de traînée constant), ce qui implique a priori une surestimation des surcotes extrêmes Ceci tient essentiellement au fait que les formules qui décrivent le coefficient de traînée comme une fonction affine de la vitesse de vent ne tiennent pas compte de l'état de mer. Or la valeur du coefficient de traînée peut avoir des implications fortes en termes de surcote (Nicolle et al., 2009 ; Moon et al., 2009). Il paraît donc important dans le cadre de cette étude, qui vise entre autres à reproduire les surcotes pour les épisodes de vents forts, d'utiliser des formulations plus réalistes que les formules affines établies en régime de vents faibles à modérés. Celles de Makin (2005) et de Moon et al. (2007) peuvent être facilement implémentées et sont donc toutes deux envisageables. Les formulations de Moon et al. (Équations (5) et (8)) ont l'avantage d'avoir été testées dans des modèles de surcotes (Moon et al. 2009).

Toutefois, il est important de noter qu'aucune formule ne permet de prendre en compte l'augmentation du coefficient de traînée liée au raidissement des vagues en eaux peu profondes, par réfraction bathymétrique ou réfraction due aux courants. Seule une approche utilisant directement les contraintes de surface dues aux vagues (Arduin 2009, 2010 ; Tolman, 2009, Nicolle 2009) permet de prendre en compte ce phénomène. Ce point n'est critique a priori que pour les modélisations à l'échelle locale, mais il peut l'être aussi à l'échelle régionale dans certains cas particuliers. Dans le projet PREVIMER-Surcotes, pour lequel l'échelle de modélisation des surcotes est large (Golfe de Gascogne jusqu'à l'Islande), il peut être intéressant d'effectuer une comparaison des coefficients de traînée obtenus avec Makin (2005), Moon et al (2007), voire le modèle WaveWatch3, version 3.14 pour un événement, afin d'estimer la qualité du coefficient de traînée à cette échelle.

## 4. Méthodes de traitement des données de niveau d'eau

L'objectif du présent chapitre est d'identifier les méthodes de traitement à appliquer sur les données de niveau d'eau afin qu'elles puissent être utilisées pour estimer la qualité du modèle de surcotes. Les données de niveau d'eau sont principalement des données marégraphiques, localisées au niveau des ports. Le modèle de surcotes MARS-2DH utilisé dans le présent projet est un modèle régional (maille de 2 km). Les phénomènes tels que les seiches et le *wave set-up* ne sont pas décrits par le code MARS-2DH. Les niveaux d'eau modélisés et mesurés ne sont donc pas comparables directement. Pour pouvoir effectuer des comparaisons il est donc nécessaire de dissocier la marée, la surcote atmosphérique, le *wave set-up* et les seiches au sein d'un signal de niveau d'eau mesuré par un marégraphe.

Ainsi, ce chapitre traite successivement des méthodes d'extraction des signaux de : marée, surcote, *wave set-up*, seiches avant de conclure sur les méthodes de traitement adoptées pour le présent projet.

### 4.1. EXTRACTION/ANALYSE DU SIGNAL DE MAREE

#### 4.1.1. Analyse harmonique (marée prédite)

Ce paragraphe s'appuie sur les documents fournis par le SHOM (cf site internet shom) expliquant les méthodes de traitement des données marégraphiques.

Les prédictions de marée au SHOM sont actuellement réalisées par la méthode harmonique, excepté au niveau de l'estuaire de la Gironde. Cette méthode se base sur la représentation de la marée dans le domaine spectral formée de composantes harmoniques. Les fréquences des composantes harmoniques sont définies avec une précision telle que l'incertitude sur le calcul de leur phase est inférieure au degré sur une période de l'ordre d'un millénaire.

Les spectres illustrent le fait que la marée peut être représentée par une série de fonctions périodiques. Le niveau de la mer peut être considéré comme la superposition d'une série de fonctions périodiques (la marée proprement dite) et d'une fonction aléatoire que nous appellerons surcotes-décotes (SD). La notation habituelle est la suivante :

$$h(t) = Z_0 + \sum_i A_i \cos(V_i - G_i) + SD$$

Avec  $Z_0$  le niveau moyen,  $A_i$  l'amplitude,  $V_i$  l'argument du cosinus dans le développement harmonique du potentiel générateur de la marée, et  $G_i$  la « situation »

de la composante  $i$ . La situation d'une composante harmonique de la marée représente son retard exprimé en angle, par rapport à la composante correspondante du potentiel (pour obtenir son retard exprimé en temps, il suffit de la diviser par la vitesse angulaire  $\frac{dV_i}{dt}$ ).  $Z_0$ ,  $A_i$  et  $G_i$  sont constants en un lieu donné. Seul  $V_i$

dépend du temps. On l'exprime généralement à l'aide de six éléments astronomiques fonction du temps (temps lunaire moyen local, longitude moyenne de la lune, longitude moyenne du soleil, longitude moyenne du périégée lunaire, opposé de la longitude moyenne du nœud ascendant de la lune, longitude moyenne du périégée solaire).

Certaines composantes de fréquence très proches, qui ne diffèrent que par le 5<sup>ème</sup> chiffre du nombre de Doodson (opposé de la longitude moyenne du nœud ascendant de la Lune) nécessitent au moins 15 ans d'observation pour pouvoir être séparées. Dans le cas d'observations inférieures à 15 ans, elles ne pourront pas être calculées, mais elles pourront quand même être prises en compte grâce à des facteurs correctifs en amplitude et phase, appelés corrections nodales.

Une expression légèrement différente de la formule harmonique de la marée est alors souvent proposée :

$$h(t) = Z_0 + \sum_i f_i A_i \cos(V_i - G_i + u_i) + SD$$

Les facteurs  $f_i$  et les déphasages  $u_i$  sont des termes correctifs introduits pour prendre en compte la composante de fréquence très proche mal séparée. Ils sont appelés facteurs nodaux car ils dépendent essentiellement de la position du nœud ascendant de la lune.

L'analyse harmonique consiste à calculer les amplitudes  $A_i$  et les situations  $G_i$ . Des méthodes originales ont été développées au SHOM pour tirer le meilleur parti des observations disponibles, selon leur durée, le fait qu'elles comportent ou non des lacunes, les connaissances a priori des caractéristiques de la marée. Les constantes harmoniques ainsi obtenues permettent de calculer une marée théorique :

$$h_{th}(t) = Z_0 + \sum_i A_i \cos(V_i - G_i)$$

C'est cette approche qui fournit les résultats les plus fiables.

Parmi les logiciels réalisant ce type d'analyse, citons le logiciel MAS (SHOM), ainsi que l'existence de programmes aux fonctionnalités plus limitées comme la boîte à outil Matlab T-Tide (Pawlowickz et al, 2002).

#### 4.1.2. Méthode de la « réponse » et concordance par espèce

Pour traiter des données dont la durée est limitée (inférieure à 1 an par exemple), d'autres méthodes peuvent être utilisées. Les méthodes dites de « réponse » et de concordance par espèce permettent de traiter ce type de séries courtes avec une bonne précision, en s'appuyant sur la disponibilité à proximité (eg dans une zone géographique voisine) de séries temporelles simultanées et de constantes harmoniques de bonne qualité.

La méthode de la réponse, développée par Munk and Cartwright (1966), est basée sur le calcul de la relation entre la marée observée en quelques points et le potentiel tidal. Cette relation est basée sur l'admittance spectrale  $Z(f)$ , définie comme étant le rapport entre  $G(f)$  et  $H(f)$ ,  $G(f)$  et  $H(f)$  étant les transformées de Fourier de la marée d'équilibre (potentiel de marée) et de la marée observée, avec  $f$  la fréquence. Une hypothèse est que cette admittance est une fonction variant lentement avec la fréquence, de telle manière que l'admittance des composantes principales peut être utilisée pour déterminer la réponse pour les fréquences voisines. La marée prédite est alors calculée en multipliant le potentiel tidal et la fonction d'admittance. Cette technique ne fonctionne que si les ondes se propagent comme des ondes linéaires.

La méthode de concordance par espèce (George et Simon, 1984 ; Simon, 1991) relève du même type d'approche. Elle est utile pour analyser les courtes périodes d'observation. Elle permet de calculer les constantes harmoniques d'un port secondaire, connaissant celles d'un port de référence, si l'on dispose d'observations simultanées dans les deux ports. Dans l'absolu, si la marée est du même type dans les deux ports, alors les deux ports doivent être aussi proches que possible. Si la marée n'est pas du même type ou bien si la marée au port de référence est de moindre qualité, alors mieux vaut parfois un port un peu plus éloigné, mais dont les constantes harmoniques sont de meilleure qualité.

### 4.2. EXTRACTION/ANALYSE DU SIGNAL DE SURCOTE

#### 4.2.1. Surcotes filtrées et résiduelles

Brown et al (2010) font référence à une méthode de filtrage permettant d'extraire le signal surcote directement lié aux conditions météorologiques, tandis qu'ils extraient aussi le signal de surcote résiduelle, qu'ils attribuent aux interactions marée-surcote.

- Surcote filtrée = signal total filtré de tout signaux périodiques dont les fréquences sont comprises dans un intervalle choisi (Figure 19a). Dans leur étude, Brown et al (2010) choisissent comme intervalle l'onde M4 (période ~ 6 h) et l'onde O1 (période ~ 12 h). Dans ce signal, d'après eux, toutes les composantes de niveaux liées à des interactions avec la marée ayant une fréquence comprise dans l'intervalle choisi sont donc filtrées. Ceci implique que si l'on fait la somme de ce signal filtré et du signal de marée prédite, alors le résultat peut être différent du niveau total. En effet, dans le cas où les composantes d'interactions auraient des composantes fréquentielles

correspondant à des composantes de marées, alors ces composantes sont manquantes dans le signal filtré. Ceci est étroitement lié au fait que le niveau total n'est pas égal à la somme de la surcote atmosphérique et de la marée, en raison des interactions physiques ou fréquentielles. D'après Brown et al (2010), la surcote filtrée permet ainsi l'analyse de la surcote purement atmosphérique (sans interaction avec la marée). Techniquement, Brown et al (2010) utilisent la fonction *fitfilt* de Matlab qui est basée sur le traitement du jeu de données à la fois dans le sens direct (ici, dans le sens du vecteur temps) et dans le sens inverse. Ceci permet d'obtenir un signal filtré sans déphasage.

- Surcote résiduelle = différence entre signal total et la marée prédite (Figure 19b). Cette surcote a donc pour contributions la surcote atmosphérique, ainsi qu'une partie des interactions entre la surcote atmosphérique et la marée.

La comparaison des surcotes filtrées et des surcotes résiduelles (Figure 19) met en évidence que les surcotes filtrées indiquent des pics de surcotes plus faibles que les surcotes résiduelles.

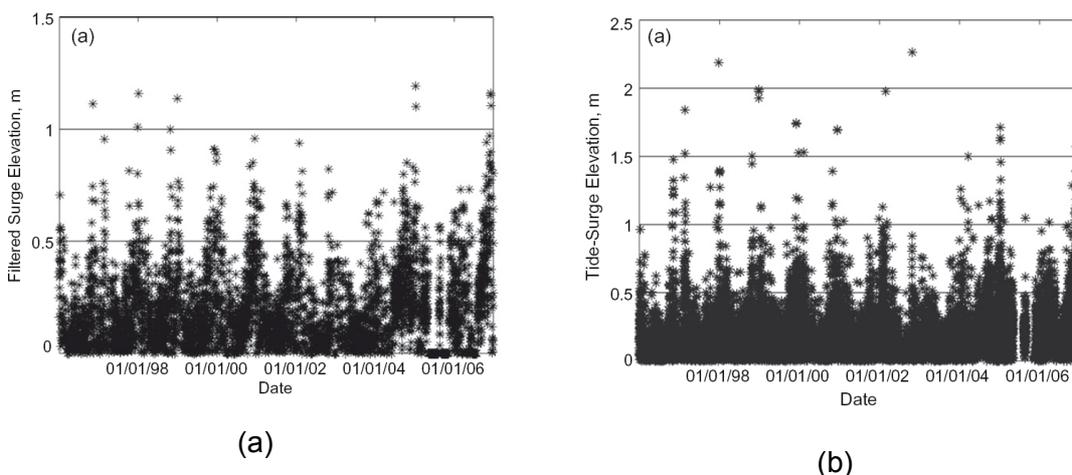


Figure 19 : Les pics de surcotes positives à Liverpool (données marégraphe) : (a) Surcote filtrée, (b) surcote résiduelle. Source : Brown et al (2010).

Dans le présent projet, la méthode utilisée pour extraire le signal de surcote est de soustraire la marée prédite (ou prédictible), obtenue par l'approche harmonique (traitement avec le code MAS, SHOM) au signal total. Le signal de surcote résiduelle ainsi obtenu contient donc les interactions marée - surcotes.

#### 4.2.2. Ondelettes continues

La méthode des ondelettes continues a été appliquée par Jay and Flinchem (1999) à des signaux de niveau d'eau, en milieu estuarien entre autres, afin de dissocier les

phénomènes tidaux des phénomènes non tidaux, dans le cadre d'événements stationnaires. Il met en évidence les limites des méthodes classiques d'analyse harmonique (court-terme, moindre carrés) pour les situations où le signal non-tidal perturbateur est plus fort que le signal tidal et a un caractère événementiel. Dans ce cas-là, les méthodes harmoniques manquent de réponse fréquentielle définissable car il y a un mélange d'énergie entre les signaux tidaux et non-tidaux d'une manière imprévisible. Par contre, la méthode des ondelettes continues reproduit correctement la variance tidale et non-tidale, tant que la limite de résolution définie par le principe d'incertitude de Heisenberg est respectée (le principe d'incertitude de Heisenberg formule une propriété fondamentale qui dit qu'il est impossible de mesurer à la fois la position d'une particule en même temps que sa vitesse de façon exacte. Plus l'on détermine avec précision l'un, moins on peut estimer de manière précise l'autre).

Pour déterminer la pertinence de cette méthode pour l'analyse des surcotes, il faudrait la développer, la tester et évaluer sa robustesse. Le travail qui serait alors nécessaire dépasse le cadre de la présente étude, pour un apport non garanti pour les zones étudiées.

#### 4.2.3. Méthode d'analyse en composantes principales

La méthode d'analyse en composantes principales a été appliquée par Tolkova (2009) pour dissocier la composante résiduelle (associé au phénomène de tsunami) de la composante de marée. Elle a ainsi démontré la possibilité d'extraire la marée d'un signal temporelle de niveau d'eau à l'aide de la méthode d'analyse en composantes principales. Dans les cas étudiés (situés en eau profonde), les 4 à 5 premiers vecteurs propres étaient suffisants pour reproduire plus de 99,5% de la variance du signal, et permettent ainsi de reproduire de manière satisfaisante les variations du niveau de la mer dues aux marées. Cette méthode a été utilisée avec 2 objectifs : l'extraction de signaux de tsunamis (en éliminant du signal de niveau d'eau les marées reproduites à l'aide des EOF) et la prédiction des hauteurs d'eau des futures marées (prévision de 1 à 3 jours, en extrapolant les composantes principales). Toutefois, cette méthode ne permet a priori pas d'associer un phénomène particulier à tel ou tel vecteur propre. Ainsi, cette approche ne permet pas de distinguer les différents phénomènes présents dans le signal résiduel (onde de tempête, *wave set-up*). Elle permet seulement de distinguer la marée et le signal résiduel, et ce, a priori uniquement en eau profonde. En effet, la méthode étant basée sur une analyse en vecteurs orthogonaux, on peut penser qu'elle ne permettra pas d'extraire proprement des signaux provenant de processus physiques non linéaires comme l'interaction entre composantes de marée ou bien entre marée et surcotes (ces interactions pouvant être fortes en eau peu profonde). Cependant, un de ses avantages est qu'elle permet a priori d'extraire la marée à partir de signaux courts (quelques jours), dans les cas où la base de vecteurs propres est déjà déterminée (valable sur ensemble du globe) et où il ne reste plus que les coefficients à calculer.

D'un point de vue méthodologique, la chronique de niveau d'eau est décomposée en  $n$  cycles de période multiple de la durée d'un « jour lunaire » (24h50min). L'analyse en composantes principales s'effectue ensuite sur ce nouvel espace ( $n$  cycles de  $m$  pas de temps). Le nombre de jours lunaires composant un cycle (eg. Le nombre  $m$ ) modifie

la forme de la base des EOFs (et donc la précision de l'ajustement), en intégrant (ou non) certains phénomènes périodiques composants la marée. De même, le nombre de vecteurs de la base utilisés pour reconstruire le signal de marée influence la qualité de reconstruction du signal. Trop peu de vecteurs ne permet pas de reproduire de manière satisfaisante le signal de marée, mais trop de vecteurs suppose la prise en considération de phénomènes liés aux surcotes.

Afin de tester et d'évaluer la qualité de la marée et de la surcote extraite avec la méthode EOF, ce traitement est appliqué à un jeu de niveau d'eau réel, sur un des sites d'étude du présent projet, à savoir La Rochelle-Pallice, et ce, sur une durée de un an. Les données utilisées sont les données horaires de niveau d'eau validées, issues du SHOM (réseau SONEL) au port de La Rochelle-Pallice, sur l'année 2006. Afin d'estimer la qualité du traitement EOF, la marée prédite (SHOMAR) sur l'année 2006 est utilisée.

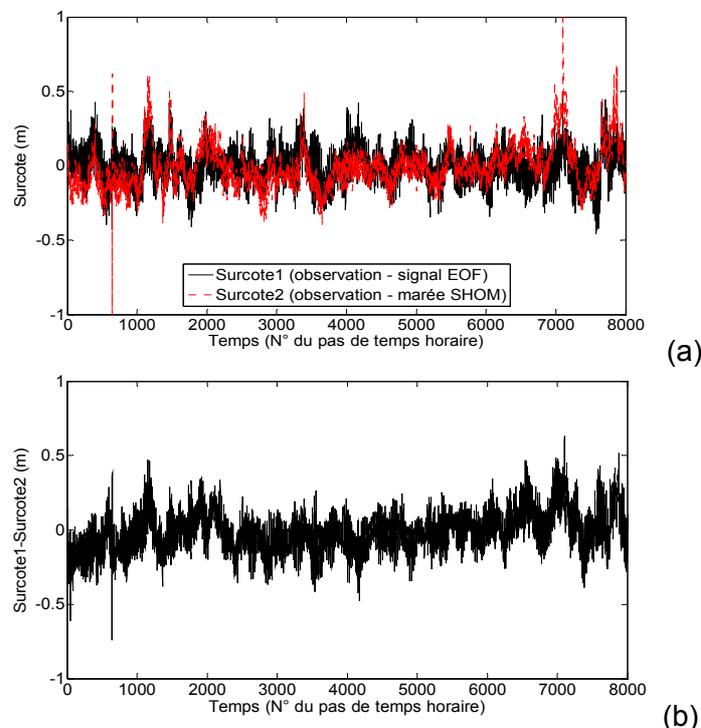


Figure 20 : (a) Surcotes issues de : (1) la différence entre le signal observé et la marée reconstruite par analyse EOF (Surcote1, Cycles de 24 jours et 6 vecteurs propres) et (2) la différence entre le signal observé et la marée prédite (Surcote2), (b) différence entre les surcotes 1 et 2.

Une étude de sensibilité des résultats à la taille des cycles a permis d'identifier la taille optimale des cycles, pour reproduire au mieux le signal de marée. Le terme de cycle est associé à une portion d'un signal temporel de longueur d'un à plusieurs jours lunaires, avec un échantillonnage temporel donné. Le cycle doit donc être suffisamment long pour reproduire la marée (et donc avoir une durée supérieure aux

périodes de marée dominantes) et suffisamment court pour qu'il y ait suffisamment de portions ainsi découpées dans le jeu de données et ainsi permettre l'analyse. D'après nos tests et pour le jeu de données étudié, cette taille doit être un multiple de 6 (en jours calendaires). Cela s'explique par le fait, que dans ce cas, les cycles couvrent un nombre entier de pas de temps (du fait du décalage de 50 minutes entre le jour lunaire et le jour calendaire).

Suivant la taille des cycles choisie, nos tests montrent que, pour le jeu de données étudié, le nombre optimal de vecteurs propres utilisés pour la reconstruction du signal varie entre 6 et 7.

Toutefois, même dans les configurations optimales (par exemple 6 jours calendaires et 6 vecteurs ou 24 jours et 6 vecteurs, Figure 20), la méthode testée ne permet pas de reconstruire le signal de marée, et donc la surcote, de manière satisfaisante par rapport à la marée prédite (SHOMAR, Figure 20 b).

En conclusion, en domaine peu profond (marégraphe au port), l'application de la méthode de Tolkova (2009) au jeu de données utilisé (La Rochelle – Pallice) n'a pas permis de décomposer suffisamment précisément le signal de hauteur d'eau en marée et surcote.

### 4.3. EXTRACTION DU SIGNAL DE WAVE SET-UP

Aucune référence n'a été trouvée sur le traitement de données de niveau pour extraire la composante *wave set-up*. A priori, l'onde de tempête varie à une échelle de temps proche de celle du *wave set-up* (exemple : Figure 21), ce qui est logique puisque les échelles temporelles de forçages sont les mêmes. En effet, les ondes de tempêtes et vagues résultent de forçages météorologiques communs.

Toutefois, nous avons exploré sur le cas du port de Sète la possibilité d'extraire le *wave set-up* en proposant plusieurs méthodes visant à déterminer l'existence ou non d'une composante *wave set-up*. Les données disponibles ont été acquises dans le cadre du projet ANR MISEEVA (Vinchon et al 2009) et couvrent la tempête de décembre 1997 (Figure 21). La surcote résiduelle a été extraite à partir des prédictions SHOM-internet et des données SONEL/SHOM. La surcote atmosphérique a été déterminée par différence entre deux simulations numériques préliminaires réalisées avec le code MARS : l'une prenant en compte la marée (solution FES2004 de Lyard et al, 2006) et les forçages météorologiques (vent Seawinds, Zhang et al, 2006 ; champs de pression NCEP-R2), l'autre ne prenant en compte que la marée. La surcote ainsi obtenue (35 cm) est cohérente avec la surcote obtenue par ailleurs dans les travaux de modélisation de surcote de Météo-France (2002) pour le même événement (surcote de ~ 35 cm). Le *wave set-up* a été estimé avec le code SWAN. Dans ce code spectral, la diffraction et la réflexion des vagues, qui sont des phénomènes primordiaux dans les zones portuaires, sont paramétrées. Or la paramétrisation de la diffraction utilisée est reconnue comme étant insuffisante pour pouvoir reproduire correctement la diffraction pour tout type de port (Enet et al., 2006 ; Violante-Carvalho et al, 2009). Ainsi, ce code de vague spectral n'est pas adapté aux phénomènes d'agitation portuaire. L'estimation du *wave set-up* à Sète a donc été réalisée de manière très qualitative. En toute rigueur,

pour pouvoir analyser la contribution du *wave set-up*, il faudrait estimer celui-ci en utilisant des codes de vagues dédiés au domaine portuaire, comme par exemple ARTEMIS (EDF/LNHE). Ceci étant, nous nous attachons ici à identifier s'il existe des éléments permettant de distinguer les contributions du *wave set-up*. Aussi, on peut penser que les conclusions ne seront pas foncièrement différentes et que, en première approximation, ce jeu de données permet d'analyser l'existence ou non de différences discriminantes entre ces signaux (surcote atmosphérique et *wave set-up*) dans les espaces temporelles et de Fourier.

Tout d'abord, les simulations montrent que (Figure 21), lors de la tempête du 16/12/1997, le *wave set-up* dû aux vagues était de l'ordre de 25 cm (ordre de grandeur issu de la modélisation SWAN) pour une surcote observée de 80 cm, et donc que la contribution du *wave set-up* dans le signal de surcote n'est pas négligeable lors de cet événement.

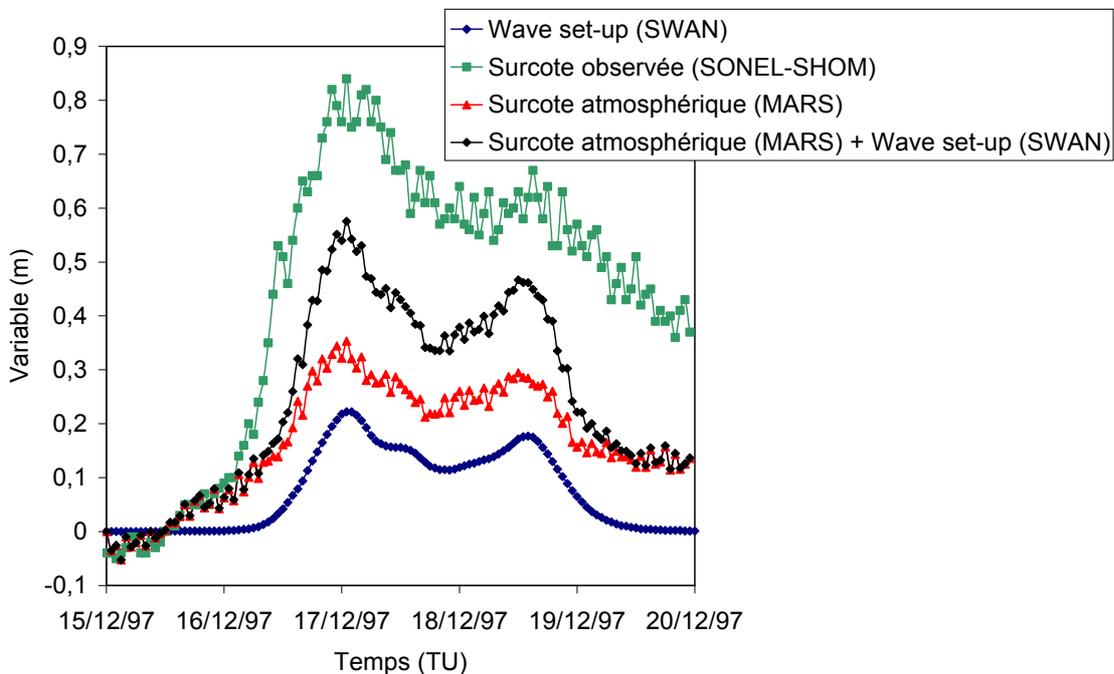
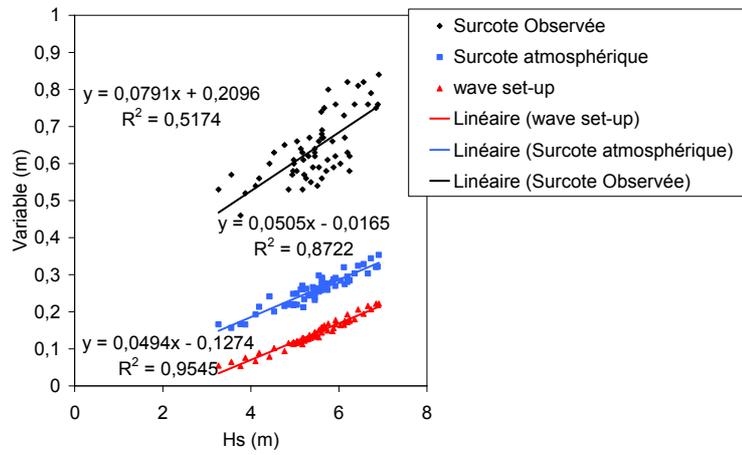
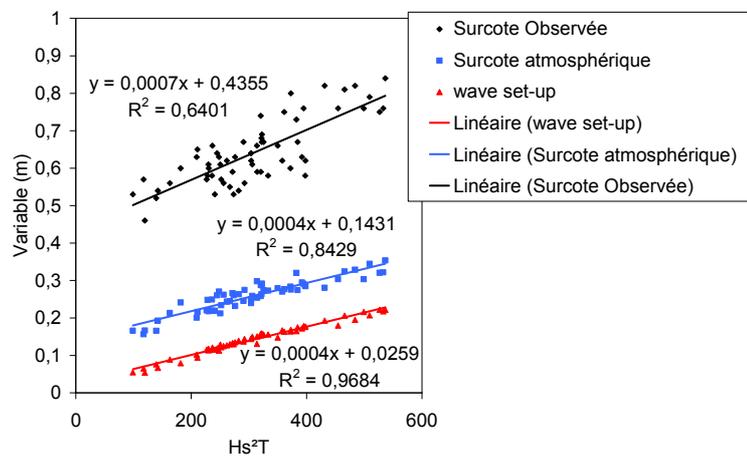


Figure 21 : Profils temporels de surcotes et *wave set-up* à Sète. Tempête de décembre 1997.  
Source des données : MISEEVA.

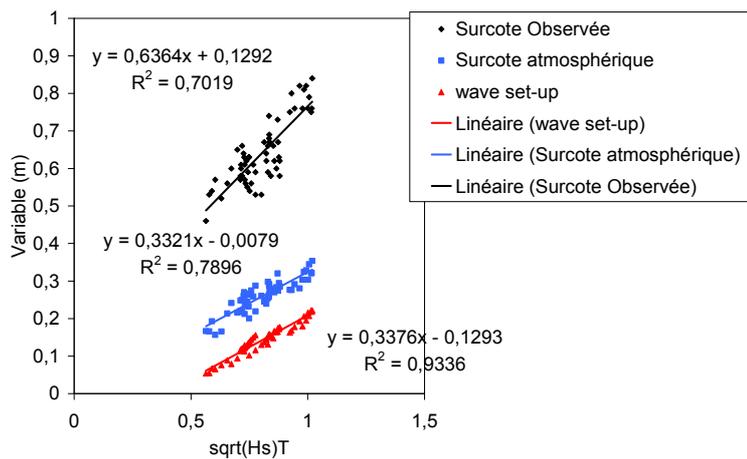
La première méthode à laquelle on pourrait penser pour déterminer la contribution du *wave set-up* dans le signal total est la corrélation des vagues au large avec le signal de niveau d'eau au port. Aussi, des tests ont été faits en utilisant les caractéristiques de vague suivantes : (1)  $H_s$ , (2)  $H_s^2 T$  (représente l'énergie des vagues, cf Devaux 2009), (3)  $\sqrt{H_s T^2}$  (similaire à la formule de *wave set-up* de Stockdon et al, 2006), et en ne prenant en compte que les données où les instants où le *wave set-up* estimé avec SWAN est supérieur à 0,05 m, afin de se placer dans une configuration où la composante *wave set-up* est a priori non négligeable.



(a)



(b)



(c)

Figure 22 : Corrélations des surcotes et wave set-up en fonction des caractéristiques de vague.

La Figure 22 montre ces différentes corrélations. Elle met en évidence que certes le *wave set-up* calculé est corrélé aux vagues, mais la surcote atmosphérique montre aussi une corrélation forte avec les vagues au large, quelque soit la variable de vague considérée. On note que la pente du signal de surcote est plus forte que celles du *wave set-up* et de la surcote atmosphérique. Cela est dû au fait que, pour cet évènement, la surcote résulte de l'action concomitante du *wave set-up* et de la surcote atmosphérique. Les gammes de variations de surcotes sont plus importantes que les gammes respectives des variations de *wave set-up* et surcote atmosphérique. En termes de corrélations, celle entre le *wave set-up* et les vagues reste plus forte qu'entre les surcotes atmosphériques et les vagues. La corrélation entre surcote observée et vagues au large est moins bonne. Etant donné que même la surcote atmosphérique (n'intégrant pas le *wave set-up*) montre une corrélation avec les vagues et que celle-ci est similaire à celle entre le *wave set-up* et les vagues (pentes proches, coef. de corrélation proche), il apparaît impossible, pour la configuration testée, d'utiliser l'étude des corrélations surcote observée – vagues pour estimer s'il existe ou non une composante *wave set-up* dans le signal de surcote observé.

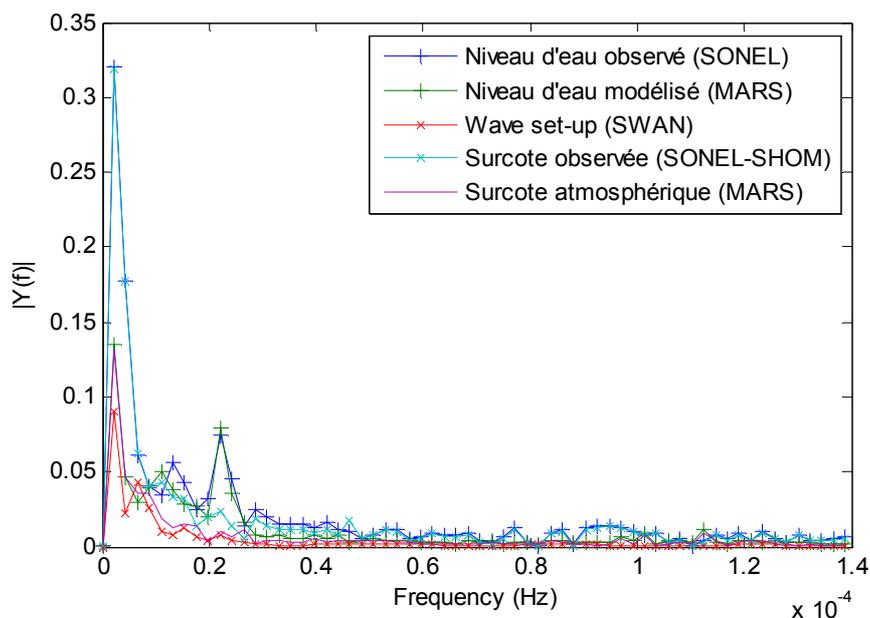


Figure 23 : Demi-amplitude des signaux de niveau d'eau, surcote et vagues (Hs) dans l'espace de Fourier.

Une deuxième méthode envisageable serait basée sur la correspondance des fréquences (« matching frequency ») entre des signaux liés aux vagues et le signal de surcote. L'idée est que s'il y a correspondance de fréquences (à +/- une erreur de fréquence près), alors la composante de cette fréquence est supprimée du signal. L'analyse simplifiée des signaux fréquentiels de surcotes locales (observation), surcotes atmosphériques locales (modélisation) et *wave set-up* local à Sète (Figure 23) montre que, entre les signaux de surcote atmosphérique (MARS) et de *wave set-up* (SWAN), il apparaît très difficile d'identifier des fréquences discriminantes aussi bien

pour l'amplitude que pour la phase. Aussi la méthode de correspondance des fréquences n'apparaît pas utilisable.

#### **4.4. EXTRACTION DU SIGNAL DE SEICHE**

##### **4.4.1. Le phénomène de seiche**

Par définition, les seiches sont des ondes stationnaires dans un bassin fermé ou semi-fermé. Elles se manifestent par des oscillations de la hauteur d'eau, dont la période et l'amplitude varient avec la configuration du bassin. Les périodes sont fonction de la forme et des dimensions du bassin. L'origine des seiches, eg le phénomène physique déclencheur est variable (pression atmosphérique locale, ondes infragravitaires, marée interne, ...).

Les périodes de résonance pour les grands ports peuvent être de plusieurs dizaines de minutes. Le mécanisme de génération est alors généralement associé aux variations de pression atmosphérique (de Jong et al., 2003).

Les périodes de résonance pour les plus petits ports sont le plus souvent inférieures à 10 min. Ces périodes sont alors proches de celles des ondes infragravitaires, ces dernières constituant parfois effectivement le phénomène à l'origine de la seiche comme par exemple à Port-Tudy (Arduin et al, 2010) où les périodes des seiches sont de 4 à 5 min tandis que l'amplitude peut atteindre presque 2 m.

Enfin, pour d'autres configurations, d'autres phénomènes complexes, comme par exemple les ondes internes excitées par les marées au large (Giese et al., 1990), ou encore par les tsunamis (Pelinovsky et al., 2002), ont été identifiés comme étant à l'origine de seiches observées.

En France, le phénomène de seiche existe pour certains ports, comme par exemple Port-Tudy, Brest, Cherbourg, Dieppe, Le Conquet. Les périodes de ces seiches sont de 4.4 min à Port-Tudy, de 7.5', 22', 85' et 230' à Brest, de 11', 20' et 37.5' à Cherbourg, de 17' à Dieppe et de 4.5' et 15' au Conquet (Arduin et al., 2010).

##### **4.4.2. Méthodes d'extraction**

Giese et al (1990) utilise l'analyse du spectre de la variance du niveau d'eau pour déterminer l'existence et la fréquence des seiches.

Huang et al (2000) ont mis en place une méthode pour estimer l'âge des seiches et ainsi mieux identifier leur origine. Cette méthode est basée sur la technique de décomposition modale empirique (ou EMD pour « Empirical Mode Decomposition ») et sur une analyse spectrale de Hilbert (ou HSA). Le principe repose sur la technique de décomposition modale empirique, qui permet de décomposer tout signal en une somme de composantes oscillantes extraites directement de celui-ci de manière adaptative. Ces composantes (ou IMF pour "Intrinsic Mode Functions") s'interprètent

comme des formes d'ondes non stationnaires (i.e., modulées en amplitude et en fréquence) pouvant être éventuellement associées à des oscillations non linéaires.

Devaux (2009) propose quant à lui deux méthodes pour extraire le signal de seiche. Ces méthodes sont à appliquer sur le signal de surcote (niveau d'eau – marée prédite). Le choix entre ces deux méthodes est fonction de l'échantillonnage temporel de la mesure de niveau d'eau :

- Analyse fréquentielle du signal si l'échantillonnage temporel est suffisant pour décrire les seiches. La période d'échantillonnage doit être suffisamment fine (eg au moins 5 fois plus petite que la période de seiche) et la période couverte suffisamment longue (au moins 2 fois la période recherchée). Cette technique a été appliquée soit pour des données initialement analogiques, soit pour des données numériques d'échantillonnage temporel de 1 min. (exemple : données de Port-Tudy, Arduin et al, 2010).
- Analyse des minima et maxima du signal sur une période donnée, supérieure à la période des seiches, si l'échantillonnage temporel est insuffisant pour décrire les seiches. Cette approche consiste à extraire la différence entre le minimum et le maximum détecté sur le signal de surcote et ce, sur une période choisie (typiquement une période de 1h, ce qui est supérieur à la période des seiches généralement observées). Cette technique est plutôt adaptée pour les jeux de données dont l'échantillonnage temporel est trop grand pour reproduire plusieurs périodes de seiches, et suffisamment petit pour détecter l'existence de seiches. Cette approche a été appliquée par Devaux (2009) sur des jeux de données échantillonnées à 10 min (exemple : données de Brest et du Conquet).

#### 4.5. METHODES DE DISSOCIATION DES PHENOMENES

Nous avons vu que des méthodes existaient pour extraire d'un signal de niveau d'eau le signal de marée, le signal de seiche, et en déduire la surcote. Nous n'avons trouvé aucun article ou référence visant à dissocier explicitement le signal de *wave set-up* et le signal d'onde de tempête à partir d'un signal temporel observé. Par contre, différentes techniques permettant de dissocier des phénomènes en général ont été identifiées.

La méthode des composantes indépendantes (ACI) a été formalisée pour la première fois par Comon (1994), et s'inscrit dans les méthodes de séparation aveugle de sources (Jutten and Hérault, 1991). Elle permet a priori de dissocier N phénomènes, au sein d'un signal de temporel, et ce à partir de N mesures (ou capteurs) réalisées à des localisations différentes (phénomènes d'amplitude différente) mais restant proches. Cette technique fournit les variations temporelles de chaque phénomène, mais ne fournit pas leur amplitude. De plus elle suppose que les phénomènes sont indépendants. En outre, cette méthode permet de séparer les sources par exemple pour les cas où la propagation du signal est linéaire. Par contre, le cas où les observations résultent d'une transformation non linéaire des sources reste encore un sujet de recherche actuel. Dans l'absolu cette technique pourrait être

développée/appliquée à partir de 2 (ou 3) capteurs proches pour dissocier le *wave set-up* et l'onde de tempête (voire la marée), en supposant que ces derniers sont indépendants, et en utilisant les méthodes adaptées pour les phénomènes de propagation non-linéaires. Cette méthode permettrait de détecter les périodes où le *wave set-up* est présent dans le signal de surcote. Dans le présent projet, nous ne disposons pas de telles mesures. Cette méthode ne sera donc pas utilisée.

La technique d'analyse en composantes principales (ACP) est une autre technique, qui permet par exemple de dissocier onde de marée et onde due au tsunami (Tolkova, 2009). Cependant, comme expliqué plus haut (§4.2.3), cette méthode, appliquée comme l'a fait Tolkova (2009) ne permet a priori pas d'associer un phénomène particulier à tel ou tel vecteur propre. Cette approche permet seulement de distinguer le signal périodique (eg : la marée) et le signal résiduel, et ce, a priori uniquement en eau profonde.

#### 4.6. CONCLUSION : IMPLICATIONS POUR LE PROJET

La revue de quelques méthodes de traitement pour dissocier les phénomènes de marée, de surcote atmosphérique, de seiches, et de *wave set-up* met en évidence les points suivants.

Tout d'abord, la méthode d'analyse harmonique pour extraire le signal de marée a été rappelée succinctement car c'est cette méthode qui sera utilisée dans la suite du projet. Une durée minimale de 1 an d'analyse sera nécessaire pour disposer de prédictions de marée fiables. Cette durée sera ajustée en fonction des résultats. On peut noter qu'en fonction des données disponibles (exemple : mesures de niveau d'eau en dehors d'un port, mais sur une durée limitée) la méthode de concordance par espèce pourrait aussi être utilisée, en complément de l'analyse harmonique.

Pour l'extraction du signal de surcote instantanée, un problème récurrent reste les interactions entre marée et surcotes. La méthode classique est l'estimation de la surcote comme différence entre le signal total et la marée prédite. On peut noter que cette méthode fournit en sortie les surcotes, ainsi qu'une partie des interactions non-linéaires entre surcotes et marée.

Au sein du signal de surcote, il existe encore plusieurs types de signaux : le *wave set-up*, la surcote atmosphérique, les seiches, les interactions marée-surcotes (si elles existent). Aucune méthode n'a été trouvée pour extraire le *wave set-up* du signal. Des travaux exploratoires ont été menés et mettent en évidence la difficulté de dissocier surcote atmosphérique et *wave set-up*. Ceci étant, on pourra estimer l'ordre de grandeur maximal du *wave set-up* et la barre d'erreur associée dans le signal de surcote, en utilisant la formule empirique de Stockdon et al (2006). L'application d'une telle formule pour un port est en dehors du domaine de validité (à l'intérieur d'un port, vagues avec incidence non nulle) et donc l'information ne sera que qualitative. La pente de plage nécessaire pour le calcul sera celle déduite entre le trait de côte et par exemple l'isobathe 10 m au voisinage du port. Ce critère sera à adapter en fonction de la distance entre la marégraphe et l'isobathe 10 m.

Concernant les seiches, étant donné le jeu de données disponibles (échantillonnage temporel : 10 min), la technique d'estimation de l'amplitude de la seiche basée sur l'analyse de minima et maxima du signal de surcote par tranche horaire pourra être utilisée.

Cette revue permet de proposer la méthode de traitement suivante (Figure 24) pour la suite du présent projet. Rappelons que l'objectif est ici de traiter des données de niveau d'eau afin d'en extraire les surcotes pour valider les surcotes atmosphériques calculées avec le code MARS, sachant que :

- Les simulations avec le code MARS :
  - intègrent uniquement les contributions de la marée et des surcotes atmosphériques
  - sont effectuées pour des échelles événementielles d'une part et pluriannuelles d'autre part
  - sont effectuées avec une résolution spatiale de quelques kilomètres, ne décrivant donc pas la complexité des ports où sont acquises les données observées.
- Les données de niveau d'eau disponibles sont :
  - des données horaires validées
  - des données échantillonnées à 10 min

Les données horaires validées permettront d'une part d'estimer la marée prédite, d'autre part de détecter une partie des erreurs de mesures potentiellement présentes dans le signal de niveau d'eau échantillonné à 10 min.

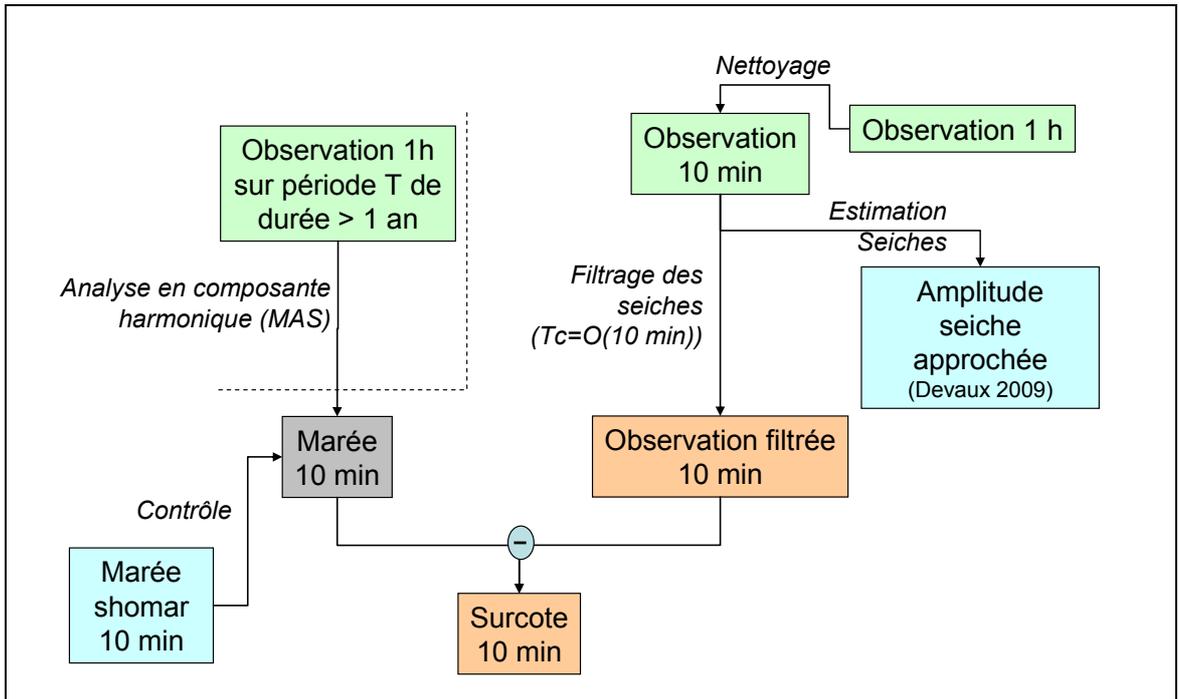


Figure 24 : Schéma de principe de traitement de données marégraphiques pour le présent projet.



## 5. Méthodes de validation du modèle de surcote

Il s'agit ici de poser les bases pour la validation du modèle de surcotes. Une liste de critères génériques est tout d'abord exposée afin de permettre de quantifier la qualité des résultats des modèles. Un premier choix parmi ces critères est proposé ici. Il constitue une base de départ mais le choix des critères devra être rediscuté au moment d'appliquer la méthode. Ensuite, les critères sont précisés en fonction de l'échelle temporelle de validation du modèle : échelle événementielle ou pluriannuelle.

### 5.1. CRITERES GENERIQUES

#### 5.1.1. Nomenclature

Soit une grandeur physique  $X(t)$ , variable dans le temps, dont sont faites  $n$  observations notées  $(D(t_i))_{i=1,n}$ . Le choix d'un estimateur de cette grandeur, noté  $\theta(t)$ , permet d'avoir accès aux estimations de la grandeur  $X$  aux différents instants de mesure. Ces estimations sont notées  $(M(t_i))_{i=1,n}$ . Dans la suite, pour simplifier les notations, les observations à l'instant  $t_i$  seront notées  $D_i$  et l'estimateur (ou résultat modèle) sera noté  $M_i$ .

#### 5.1.2. Erreur instantanée

A un instant  $t$  donné, l'écart entre les deux valeurs que l'on veut comparer ( $X$  et  $\theta$ ) peut être définie de plusieurs façons :

**Erreur** (notée  $E_i$ ) : différence entre  $D_i$  et  $M_i$

$$E_i = D_i - M_i$$

**Erreur absolue** (notée  $EA_i$ ) : valeur absolue de la différence entre  $D_i$  et  $M_i$

$$EA_i = |D_i - M_i|$$

**Erreur relative** (en %) : erreur absolue normée par la valeur absolue de  $D_i$

$$ER_i = \frac{EA_i}{|D_i|} = \frac{|D_i - M_i|}{|D_i|}$$

**Erreur quadratique** : carré de l'erreur

$$SE_i = E_i^2 = |D_i - M_i|^2$$

### 5.1.3. Erreur sur un ensemble d'observations (N)

Si l'on considère maintenant l'ensemble des valeurs observées  $(D_i)_{i=1,N}$  et l'ensemble des estimations  $(M_i)_{i=1,N}$ , on peut à partir de ces données quantifier la qualité de l'estimateur grâce à différents indicateurs :

#### Erreur maximale

L'erreur maximale : maximum atteint par l'erreur absolue pour les N estimations

$$\Delta_{\max} = \max(EA_i)_{i=1,N}$$

#### Erreur absolue moyenne

L'erreur absolue moyenne correspond à la moyenne des erreurs absolues pour les n estimations

$$\Delta_{\text{moyenne}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1,n} EA_i$$

#### Biais

Le biais de l'estimateur correspond à la différence entre les espérances de la mesure et de l'estimateur, c'est-à-dire l'espérance de l'erreur. Comme remarqué par Brown et al (2010), le calcul d'erreur basé sur le biais, pour un signal de niveau, qui peut être négatif ou positif, doit être de la forme :

$$\text{biais} = \frac{1}{N} \frac{\sum_{i=1}^N (D_i - M_i)}{\sum_{i=1}^N |D_i|}$$

Avec D la donnée observée, M le résultat de modèle et N le nombre d'instantanés analysés.

#### Variance de l'erreur

La variance de l'erreur (ou écart type au carré) donne une estimation de l'étalement de l'erreur autour de sa valeur moyenne :

$$Variance = \frac{1}{N} \sum_{i=1,n} (E_i - Biais)^2$$

Les indicateurs d'erreur sont calculés sur un nombre fini d'observations. Ainsi ils ne représentent pas l'erreur réelle de l'estimateur mais sont eux-mêmes des estimateurs de cette erreur. Plus le nombre d'observations (noté N) sera grand, plus les indicateurs d'erreur calculés correspondront à une erreur réelle de l'estimateur (loi des grands nombres). Le nombre d'observations est donc une information essentielle pour connaître la pertinence du calcul d'erreur. Une façon d'évaluer si le nombre d'observations suffit à estimer l'erreur est l'inégalité de Tchebychev : la probabilité que la moyenne empirique s'écarte de plus de  $\varepsilon$  de la valeur réelle de la moyenne est majorée par  $\frac{Variance}{N\varepsilon^2}$ .

### Erreur RMS

La racine de l'erreur quadratique moyenne, notée RMS (Root mean square en anglais)

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1,n} SE_i} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1,n} (E_i)^2}$$

### Fonction coût

Brown et al (2010) utilisent la fonction coût. C'est une mesure d'erreur adimensionnelle qui quantifie la capacité du modèle à fournir des résultats proches des mesures. C'est le ratio entre les écarts du modèle et la variance (écart-type des données,  $\sigma_D$ ) des données. Cette fonction coût s'écrit sous la forme :

$$CF = \sqrt{\frac{1}{N\sigma_D^2} \sum_{n=1}^N (M_n - D_n)^2}$$

Si  $CF < 1$ , alors le modèle a de bonnes capacités de prédiction et si  $CF < 0.4$  alors les données sont bien modélisées.

Cette fonction coût s'apparente à une erreur RMS normalisée.

### Coefficient de corrélation

Le coefficient de corrélation est parfois utilisé pour comparer les niveaux d'eau calculés aux niveaux d'eau observés (Kim et al, 2010) :

$$CC = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (M_i - \bar{M}_i)(D_i - \bar{D}_i) / \sigma_M \sigma_D$$

Avec N le nombre de données (modèle et observations),  $\overline{M}_i$  le niveau moyen calculé,  $\overline{D}_i$  le niveau moyen observé.  $\sigma_M$  l'écart-type des niveaux calculés, et  $\sigma_D$  l'écart-type des niveaux observés.

### Coefficient d'efficacité de Nash–Sutcliffe

Ce coefficient a été introduit par Nash and Sutcliffe (1970) et est défini par :

$$ENS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (D_i - M_i)^2}{\sum_{i=1}^N (D_i - \overline{D}_i)^2}$$

Soit  $1-R^2$  avec R le coefficient de corrélation. Historiquement, ce paramètre a été utilisé pour estimer le pouvoir prédictif des modèles hydrologiques. Ce paramètre d'efficacité E varie de  $-\infty$  à 1. Une efficacité de 1 ( $ENS = 1$ ) correspond à une correspondance parfaite entre modèle et observations. Une efficacité de 0 ( $ENS = 0$ ) indique que le modèle est aussi précis que la moyenne des observations, tandis que une efficacité inférieur à 0 ( $ENS < 0$ ) se produit quand la moyenne des observations est un prédicteur meilleur que le modèle, e.g. quand la variance résiduelle (numérateur de l'équation), est plus grand que la variance des données (dénominateur). Ainsi, plus E est proche » de 1, plus le modèle est précis.

#### 5.1.4. Erreur sur un ensemble d'observations (N), orientée surcotes/marée

##### Erreur en amplitude/phase pour valider la marée

$$Error = \frac{|A_{obs} e^{i\phi_{obs}} - A_{sim} e^{i\phi_{sim}}|}{A_{obs}} \cdot 100 \%$$

Avec A l'amplitude de la marée, et Phi la phase de la marée.

##### Erreur pic, appliquée pour valider le niveau d'eau

L'erreur pic est calculée comme la différence entre les niveaux max observés et calculés avec un décalage temporel maximal de n heures (eg n=6, Figure 25b). Suivant les applications, cette erreur pic à chaque marée peut être utilisée de manière intégrée, en calculant la moyenne absolue R des erreurs pic associées aux n plus forts

niveaux d'eau sur une durée  $T$  (exemple dans Kliem et al (2006) qui calculent la moyenne des erreurs pics des associées aux 3 niveaux d'eau observées les plus hauts).

### 5.1.5. Visualisation d'erreur

#### Visualisation graphique des erreurs absolue en amplitude/phase

La Figure 25a, issue de Kliem et al (2006), est un exemple de visualisation des erreurs en amplitude et phase.

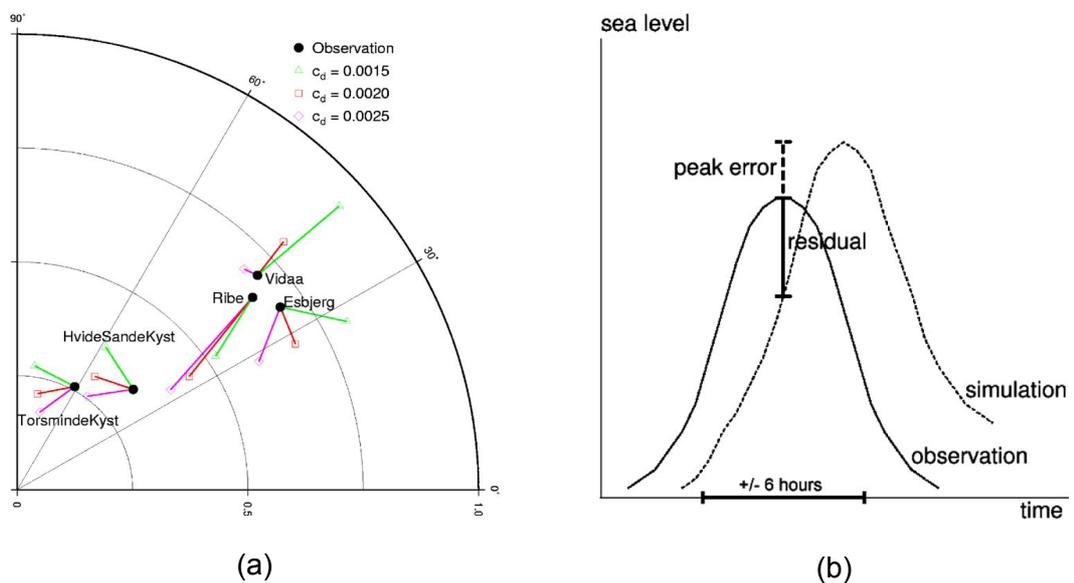


Figure 25 : (a) exemple de visualisation des erreurs de marée en amplitude et phase, (b) définition de l'erreur pic. Source : Kliem et al (2006).

#### Visualisation comparative

D'autres visualisations utilisées pour valider les modèles de niveau d'eau ou surcotes sont :

- Graphique de corrélation (Modèle tracé en fonction de l'observation) (Wang et al 2008)
- Histogramme des surcotes observées et modélisées (Wang et al 2008)

## 5.2. CRITERES POUR PHENOMENES DEPENDANTS

Dans le cas où les observations montrent qu'il existe des interactions entre la marée et les surcotes atmosphériques, il est important de vérifier que ces interactions sont bien reproduites par le modèle.

Selon Brown et al (2010), les surcotes résiduelles et les surcotes filtrées représentent respectivement les surcotes incluant surcote atmosphérique (issue des contraintes de vent et pression) et interactions avec la marée d'une part, et les surcotes atmosphériques d'autre part. Ainsi, lorsque l'on veut extraire un signal prenant en compte les interactions entre surcotes et marée il convient alors plutôt d'utiliser la surcote résiduelle que la surcote filtrées.

Même si l'objectif n'était pas de valider un modèle de surcote, avec des dépendances avec la marée, on peut aussi noter les travaux de Pugh (1996) qui visualise les dépendances marée-surcote comme montré par la Figure 26.

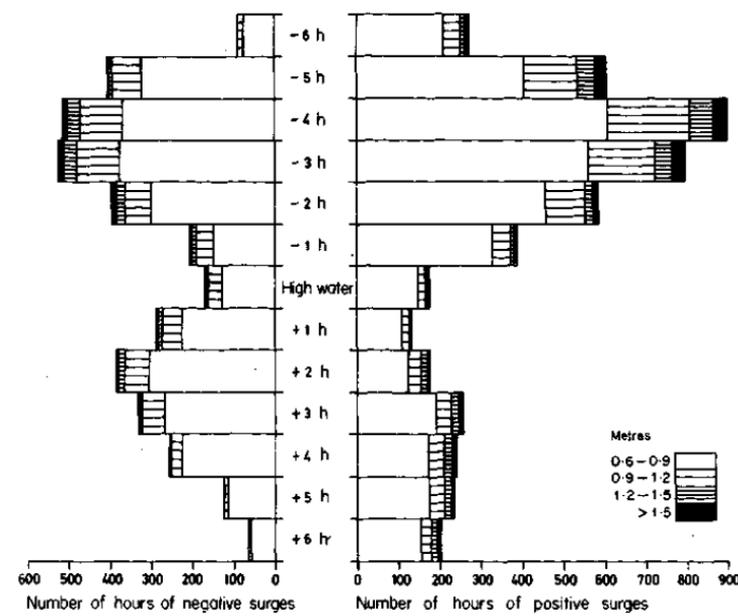


Figure 26 : Distribution des surcotes positives et négatives à Southend par rapport à l'instant de Pleine-Mer (1929-1969), montrant que les interactions marée-surcotes font que les fortes surcotes évitent l'instant des Pleine-Mer. Source : Pugh (1996).

Nous nous appuyons sur cette approche pour proposer la méthode de validation suivante entre modèle et observations. En effet, en s'inspirant de cette approche, on propose d'estimer la distribution de probabilité 2D du signal surcote-marée sur une grille dans l'espace (surcote-marée), comme l'illustre la Figure 27 faite sur des données disponibles au port de La Rochelle sur la période 2009. Sur cette figure, à titre d'exemple, les données de niveau utilisées sont les données horaires SONEL

validées et les données horaires de marée SHOMAR (édition 2010-2011). Sur la Figure 27, le calcul est fait en fonction de la hauteur de marée. Cependant, physiquement, les interactions ne sont pas les mêmes au montant et au descendant. C'est pour cette raison que Pugh (1996) a tracé les surcotes par rapport à l'instant de Pleine-Mer, plutôt qu'en fonction de la hauteur de pleine mer.

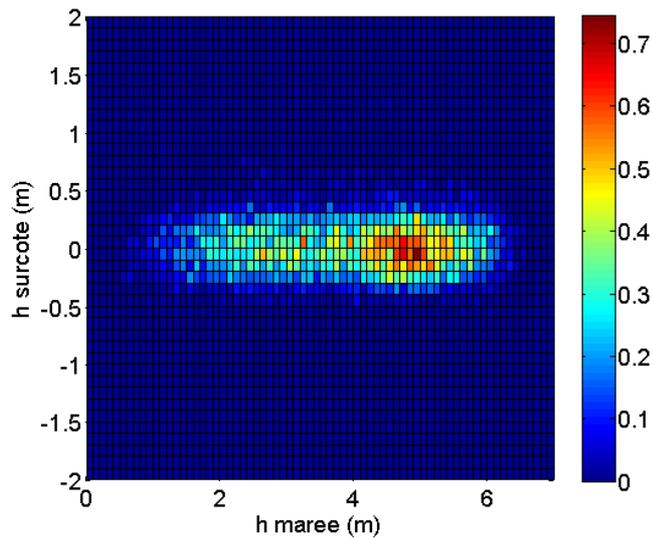


Figure 27 : Distribution de probabilité (histogramme 2D) en % des surcotes et marées. Données horaires validées : SHOM (SONEL), port de La Rochelle. Période : 01/01/2009-26/11/2009.

Aussi, dans le cadre de la validation du modèle, il est possible de tracer les surcotes fonction de différentes variables : (1) hauteur de marée, (2) hauteur de marée à marée montante d'une part et de la hauteur de marée à marée descendante d'autre part, (3) phase de la marée, de PM-6h à PM+6h.

Une fois la variable pertinente déterminée, on peut calculer les erreurs (différence 2D, ...) entre les distributions 2D de probabilité marée-surcote issue du modèle et celles issues des observations.

Cette approche pourrait permettre d'identifier non seulement les conjonctions marée-surcote pour lesquelles le modèle rencontre des difficultés à reproduire correctement la surcote, mais aussi des comportements « anormaux » de la surcote observée.

### 5.3. CONCLUSION : IMPLICATIONS POUR LE PROJET

#### 5.3.1. Objectif et sources d'erreurs

Dans le présent projet, il s'agit d'améliorer la modélisation des surcotes aux échelles événementielles et pluriannuelles, en prenant en compte les interactions entre les phénomènes. Aussi, il convient d'identifier des critères de validation adaptés aux

échelles de temps sur lesquelles on veut valider le modèle (eg : événementiel d'une part et pluriannuel d'autre part), tout en intégrant la dépendance des phénomènes.

Ce projet porte principalement sur la modélisation des surcotes. Aussi, lors de l'analyse des résultats, il est important d'identifier les sources potentielles d'erreurs.

Tout d'abord, rappelons que les simulations seront réalisées en prenant en compte à la fois la marée et les surcotes atmosphériques (forçage : vent et pression). Pour la marée, c'est la solution FES2004 (Lyard et al, 2006) qui est utilisée aux bords du domaine modélisé car elle couvre l'emprise du domaine, contrairement à la solution cstFrance (SHOM), de meilleure qualité mais qui ne couvre que le plateau continental (Figure 28). Ainsi, le modèle prend donc la marée de manière a priori suffisante pour permettre la modélisation des surcotes (interactions marée-surcotes), mais insuffisante pour reproduire les niveaux d'eau totaux dus à la marée et aux surcotes atmosphériques. Aussi, les critères de validation ne sont donc appliqués que sur les surcotes et pas sur les niveaux totaux (marée + surcote).

Une autre source d'erreur porte sur les données observées. En effet, la surcote atmosphérique observée est difficile à évaluer (Chap. 4) car elle nécessite un traitement comportant des erreurs à différentes étapes (précision des mesures, calcul harmonique de la marée, filtrage des seiches) qui fournit au final un signal comportant non seulement la surcote atmosphérique pure, mais aussi, potentiellement, les interactions avec la marée, et des contributions dues au *wave set-up*.

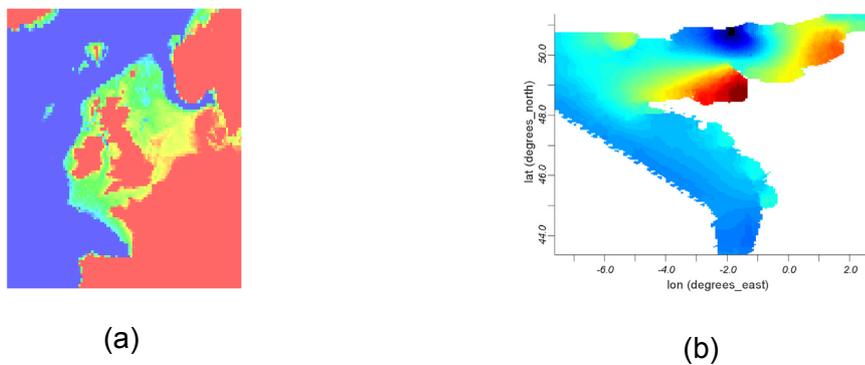


Figure 28 : (a) Emprise du doimaine modélisé dans le présent projet, (b) emprise de la solution de marée cstFrance (SHOM).

### 5.3.2. Echelle événementielle

A l'échelle de l'événement (plusieurs jours), on pourra utiliser comme point de départ les critères listés dans le Tableau 5 pour valider la surcote instantanée.

On peut noter que toute erreur indiquant que la surcote prédite par le modèle est supérieure à celle observée devra être analysée en détail. En effet, étant donné que la surcote observée (filtrée des seiches) comporte une composante onde de tempête et une composante *wave set-up* et étant donné que le modèle ne reproduit que l'onde de tempête, alors le modèle doit prédire des surcotes inférieures aux surcotes observées (filtrées des seiches). Si ce n'est pas le cas, alors cela peut signifier par exemple qu'il y a un problème de paramétrisation lié à un coefficient de traînée qui serait surestimé. En particulier, on pourra comparer l'écart entre surcote modélisée et surcote observée à des valeurs de *wave set-up* maximale empirique (formulation de Stockdon et al, 2006).

	Validation pluriannuelle				Validation événementielle	
	Surcote (t)	Surcote (distribution probabilité)	Distribution des surcotes par rapport à la marée (heure ou hauteur)	Surcote de période de retour 0.5, 1, 2 ans	Surcote (t)	Distribution des surcotes par rapport à la marée (heure ou hauteur)
Erreur (ER)				X		
Erreur absolue moyenne (EAM)	X	X	X		X	X
Erreur max (EM)	X	X	X		X	X
Erreur RMS (ERMS)	X	X	X		X	X
Fonction coût (FC)	X	X	X		X	
Différence d'écart-type (DET)					X	
Biais (B)	X	X	X			
Coef. D'efficacité (ENS)	X		X		X	X
Erreur pic (EP)	X				X	
Déphasage	X				X	

Tableau 5 : Critères de validation du modèle de surcote.

### 5.3.3. Echelle pluriannuelle

Afin de valider le modèle à une échelle pluriannuelle, un certain nombre d'indicateurs d'erreur ont été identifiés (Tableau 5).

On peut noter quelques différences par rapport à la validation événementielle. Tout d'abord, les calculs d'erreurs sont effectués sur des distributions de probabilité de surcotes/décotes. Ensuite, les distributions fréquentielles de surcotes/décotes relatives aux niveaux d'eau de PM-6h à PM+6h (exemple : Figure 27), obtenues à partir des

résultats des modèles, seront aussi comparées aux observations. Enfin, un dernier point est le calcul de surcote à période de retour fixée. Les surcotes à période de retour fixée pourront être calculés, à la fois sur les observations traitées et sur les sorties de modèle, pour la même période et le même échantillonnage temporel. En particulier, étant donnée la longueur temporelle des échantillons (plusieurs années), et l'objectif de validation pluriannuelle et non de validation événementielle, les surcotes de périodes de retour inférieures à 2 ans (eg : 0,5, 1 et 2 ans) seront comparées entre modèle et observations.

### 5.3.4. Synthèse

La Figure 29 synthétise les traitements appliqués aux observations et aux résultats du modèle MARS, dans l'objectif de valider les surcotes aux échelles événementielles et pluriannuelles.

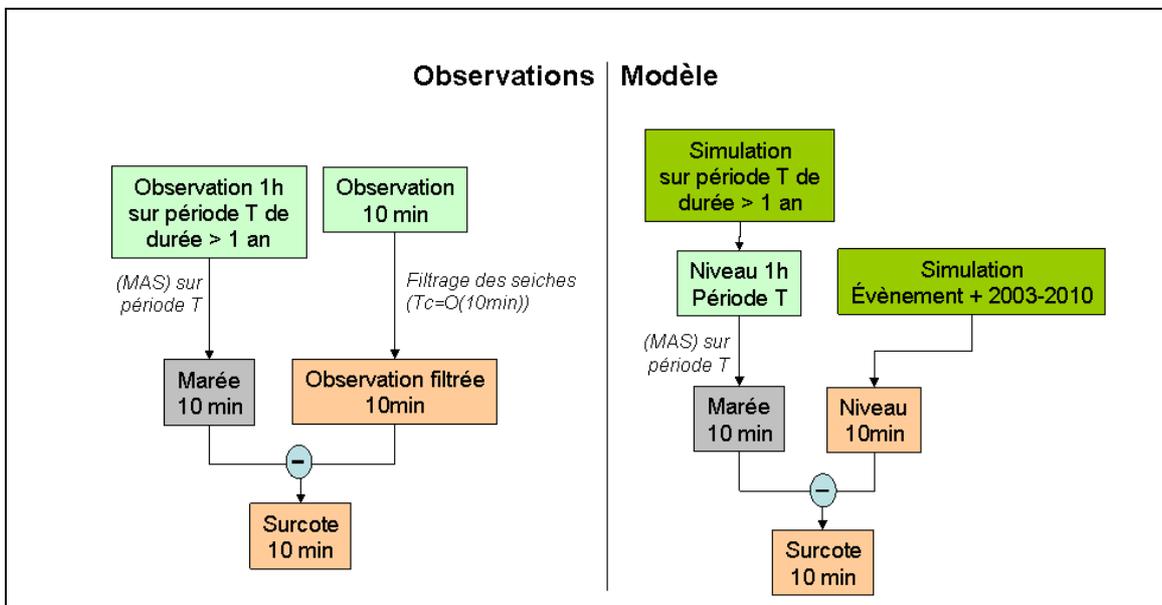


Figure 29 : Schéma de principe des traitements appliqués aux observations et aux modèles

## 6. Conclusion

Une revue bibliographique a été effectuée dans le cadre de travaux visant à améliorer la modélisation des surcotes (Projet PREVIMER, partenariat de recherche et développements n°Ifremer 09/2 211 160).

Les surcotes sont des surélévations du niveau marin engendrées par les forçages atmosphériques (vent et pression) et par les vagues. Les vagues ont trois types de contributions sur le signal de surcote (Nicolle et al, 2009) : (1) le *wave set-up*, (2) la modification de la traînée à l'interface océan-atmosphère, (3) la modification de la contrainte exercée sur le fond.

Une revue bibliographique a été effectuée afin de comparer les différentes stratégies de modélisation des surcotes disponibles dans la littérature. Des travaux de recherche récents ont mis en évidence l'importance de la contribution du *wave set-up* dans le signal de surcote. Cependant, dans les modèles opérationnels, de résolution spatiale de l'ordre du kilomètre, cette contribution du *wave set-up* n'est pas encore prise en compte. Un accent particulier a donc été mis sur ce phénomène. En outre, dans ces modèles opérationnels, la contrainte exercée par le vent sur la surface de l'eau est généralement estimée avec une formulation simple telle que le coefficient de traînée est soit constant soit une fonction croissante avec la vitesse du vent (Charnock, 1955 ; Wu (1982) ; Smith and Banke, 1975). Les recherches actuelles ont toutefois montré les limites de ce type d'approche surtout pour les régimes de vents forts. Une revue des formulations de traînée a donc été effectuée.

La revue bibliographique pour le calcul du *wave set-up* montre qu'il existe deux types d'approches. La première consiste à coupler un code de calcul de vagues et un code de calcul hydrodynamique 2DH. Ce type de modélisation s'effectue à échelle locale. La seconde consiste à estimer le *wave set-up* à l'aide de formulations empiriques. L'étude de travaux récents de modélisation numérique du *wave set-up* a permis de proposer une méthode de calcul du niveau total. Cette méthode consiste à calculer la dynamique régionale (niveaux et courants associés à la marée et à l'onde de tempête induite par le vent et la pression), puis à injecter les niveaux d'eau, voire les courants, ainsi obtenus dans un modèle emboîté permettant de calculer localement le *wave set-up*. Une méthode alternative, mais limitée en termes de domaine de validité, consiste à estimer le *wave set-up* à l'aide de formules empiriques. Six formulations empiriques ont été identifiées. La comparaison avec des calculs numériques réalisés avec le code SWAN nous mène à retenir la formule de Stockdon et al. (2006) pour la suite du projet. Cette formule a l'avantage d'avoir été établie en considérant une grande variété de hauteurs de vagues.

La modélisation des surcotes est aussi sensible aux choix de formulation de coefficient de traînée utilisés dans les modèles (Nicolle et al, 2009 ; Moon et al., 2009). Les études récentes indiquent que le taux de croissance du coefficient de traînée décroît en régime de vent fort (> 30 m/s) et que le coefficient de traînée est ainsi plus faible

que ce que ce l'on obtient par extrapolation de mesures in-situ dans des régimes de vents faibles ou modérés (ex : relation de Wu, 1982). Dans la revue bibliographique, sept formulations ont été analysées et comparées. Ce sont les formulations de Makin (2005) et de Moon et al. (2007) qui sont retenues et qui seront implémentées dans le code MARS-2DH. En effet, elles constituent un compromis entre la bonne reproduction de diminution de l'augmentation du coefficient de traînée pour les vents forts et la faisabilité d'implémentation dans le cadre du présent projet. On peut noter que les formulations de Moon et al. (2007) ont l'avantage d'être plus faciles à implémenter que celles de Makin (2005).

Pour valider le modèle de surcote, il est nécessaire de pouvoir dissocier, au sein du signal de niveau d'eau les contributions de la surcote atmosphérique, des vagues (*wave set-up*) et de la marée. Différentes méthodes de traitement de données ont été étudiées. Il en ressort qu'il n'existe pas à ce jour de méthode permettant de dissocier clairement ces différents phénomènes. Par contre, les méthodes suivantes pourront être utilisées : analyse harmonique pour extraire la marée, différence entre cette marée et le signal total pour obtenir la surcote résiduelle (cette surcote intègre les interactions non-linéaires entre marée et surcote). La revue bibliographique complétée de travaux exploratoires met en évidence la difficulté, voire l'impossibilité à ce jour, avec les données existantes, d'extraire le signal de *wave set-up*.

Enfin, des critères de validation du modèle de surcotes ont été identifiés. Dans le présent projet, on s'intéresse aussi bien aux échelles pluriannuelles qu'événementielles. Ainsi, des critères de validation associés à ces deux échelles de temps sont identifiés. En outre, des éléments sont apportés pour vérifier que le modèle reproduit correctement la dépendance possible entre marée et surcote. Ainsi, une première liste de critères de validation a été identifiée. Dans la suite du projet, il pourrait être intéressant de hiérarchiser ces critères afin d'identifier les critères qui doivent explicitement être minimisés en termes d'erreur, et ainsi favorisés en cas de comportements divergents des critères d'erreur.

## 7. Bibliographie

- Alamaro, M., Emanuel, K., Colton, J., McGillis, W., Edson, J.B. (2002) Experimental investigation of air–sea transfer of momentum and enthalpy at high wind speed, Preprints, *25th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, San Diego, CA, Am. Meteor. Soc., pp. 667–668.
- Anselme, B., Durand, P., Goeldnet-Gianela, L., (2008) Le risque de submersion dans le système lagunaire de La Palme (Languedoc, France): nature de l'aléa et perception du risque. *Colloque international pluridisciplinaire « Le littoral : subir, dire, agir »* - Lille, France, 16-18 janvier 2008.
- Ardhuin, F., Marie, L., Rasclé, N., Forget, P., Roland, A. (2009) Observation and Estimation of Lagrangian, Stokes, and Eulerian Currents Induced by Wind and Waves at the Sea Surface. *J. of Phys. Ocean.*, 39 (11), 2820-2838
- Ardhuin, F., Rogers, E., Babanin, A., Filipot, J.-F., Magne, R., Roland, A., Van Der Westhuysen, A., Queffeuilou, P., Lefevre, J.-M., Aouf, L., Collard, F. (2010) Semi-empirical dissipation source functions for ocean waves: Part I, definition, calibration and validation, HAL-00407184.
- Ardhuin, F., Devaux, E., Pineau-Guillou, L. (2010) Observation et prévision des seiches sur la côte Atlantique française, *XIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil*, Les Sables d'Olonne, 22-25 juin 2010, DOI:10.5150/jngcgc.2010.001-A © Editions Paralia CFL, disponible en ligne – <http://www.paralia.fr>.
- Battjes, J.A. (1975) Modeling of turbulence in the surf zone. Pages 357–375 of : *Proceedings of the 2nd Annual Symposium on Waterways, Harbours and Coastal Engineering*. ASCE on modeling techniques (San Fransisco, United Sates), vol. 36.
- Bender, M. A., Ginis, I., Tuleya, R., Thomas, B., and T. Marchok (2007) The operational GFDL coupled hurricane-ocean prediction system and a summary of its performance. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 3965-3989.
- Booij, N., Haagsma, I.J.G., Holthuijsen, L.H., Kieftenburg, A.T.M.M., Ris, R.C., Van der Westhuysen A.J. and Zijlema M. (2004) Swan Cycle III version 40.41. User's Manual, 115p.
- Bruneau, N (2009) Modélisation morphodynamique des plages sableuse, Thèse Univ. Bordeaux 1, n° ordre 3765.
- Brown, J.M., and Wolf J. (2009) Coupled wave and surge modelling for the eastern Irish Sea and implications for model wind-stress. *Continental Shelf Research*, 29(10): 1329-1342, doi: 10.1016/j.cr.2009.03.004.

Brown, J.M., Souza, A.J. and Wolf J. (2010) An 11-year validation of wave-surge modelling in the Irish Sea, using a nested POLCOMS–WAM modelling system. *Ocean Modelling*, 33(1-2): 118-128, doi: 10.1016/j.ocemod.2009.12.006.

Cariolet, J.M., and S. Suanez (2009) Approche méthodologique pour une cartographie du risque de submersion des côtes basses. *La Houille Blanche*, n°2 (Mai 2009), pp. 52-58.

Chalikov, D. V. (1995) The parameterization of the wave boundary layer. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 1333-1349.

Charnock, H. (1955) Wind stress on a water surface. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 81, 639–640

Chen, S.Y.S., Price, J.F., Zhao, W., Donelan, M.A. and Walsh, E.J. (2007) The CBLAST-hurricane program and the next-generation fully coupled atmosphere-wave-ocean. Models for hurricane research and prediction. *Bull. of the Amer. Meteo. Soc*, 88 (3), 311-317.

Comon, P. (1994) Indépendant component analysais - a new concept?, *Signal Processing*, 36, no. 3, pp. 287–314.

Christoffersen, J.B., and Jonsson I.G. (1985) Bed friction and dissipation in a combined current and wave motion. *Ocean Eng* 12(5):387–423.

Dean, R.G., and R.A. Dalrymple (1984) *Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists*, Englewood Clis: Prentice-Hall.

De La Torre, Y., et Louzé, J., collab. Dewez, T. (2008) Méthodologie pour l'évaluation et la cartographie des aléas côtiers à La Réunion. Phase 2. BRGM/RP-56589-FR, 36p + annexes

Devaux, E. (2009) Analyse des seiches à partir de l'exploitation de données marégraphiques : exploitation graphique, analyse fréquentielle et recherché d'éléments déclencheurs, Rapport de stage ENTPE-SHOM.

de Vries, H., Breton, M., de Mulder, T., Krestenitis, Y., Ozerf, J., Proctor, R., Ruddick Salomon, J.C. and Voorrips A. (1995) A comparison of 2D storm surge models applied to three shallow European seas, *Environmental Software*, 10(1), pp. 2342, 1995.

de Jong, M.P.C., Holthuijsen, L.H., Battjes, J.A. (2003) Generation of seiches by cold fronts over the southern North Sea. *J. Geophys. Res.*, 108, 3117, 10 p. doi:10.1029/2002JC001422.

Donelan, M.A., Dobson, F.W., Smith, S.D., and R.J. Anderson (1993) On the dependence of sea-surface roughness on wave development, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 2143 – 2149, doi:10.1175/1520-0485(1993)023 <2143:OTDOSS>2.0.CO;2.

- Donelan, M.A., Haus, B.K., Reul, N., Plant, W.J., Stiassnie, Graber, H.C., Brown, O.B. and Slatzman E.S. (2004) On the limiting aerodynamic roughness of the ocean in very strong winds, *Geophys. Res. Letters*, 31, L18306, 5 pp., doi:10.1029/2004GL019460.
- Drennan, W. M., G. C. Graber, D. Hauser, and C. Quentin (2003) On the wave age dependence of wind stress over pure wind seas. *J. Geophys. Res.*, 108, 8062, doi:10.1029/2000JC000715.
- Enet, F, Nahon, A, Van Vledder, G and Hurdle D. (2006) Evaluation of diffraction behind a semi-infinite breakwater in the SWAN Wave Model. In Proceedings of *Ninth International Symposium on Ocean Wave Measurement and Analysis – WAVES06*.
- French, J. (2005) Flux profile estimates of surface drag in Hurricanes Isabel and Fabian from BAT and Rosemount sensors. *CBLAST-Hurricane Science Meeting*, Miami, FL, RSMAS/University of Miami
- Fanjul, E.A., Gomez B.P. and Sanchez-Arevalo I.R. (2001) Nivmar: A storm surge forecasting system for Spanish Waters, *Scientia Marina*, 65 (Supl. 1): 145-154.
- Garcin, M., Pedreros R., Desprats J.F. et A. Stepanian (2009) SIIRM Project – Risk assessment task: Final technical report.
- Geernaert G.L., Katsaros K.B. and Richter K. (1986) Variation of the Drag Coefficient and Its Dependence on Sea State, *J. Geophys. Res.*, 91(C6), 7667-7679, doi:10.1029/JC091iC06p07667.
- George, K. J. et Simon B. (1984) La méthode de concordances par espèce de prédiction de marée dans les estuaires, *Revue Hydrographique Internationale*.
- Giese, G.S., Chapman, D.C., Black, P.G. and Fornshell, J.A. (1990) Causation of large-amplitude coastal seiches on the Caribbean Coast of Puerto Rico, *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 1449-1458.
- Guza, R.T., and E.B. Thornton (1984) Swash on Steep and Shallow Beaches. Pages 708–723 in Proceedings of the *19th International Conference on Coastal Engineering*, Houston, Texas. American Society of Civil Engineers.
- Hara, T., and Belcher S. E. (2002) Wind forcing in the equilibrium range of wind-wave spectra. *J. Fluid Mech.*, 470, 223–245.
- Hara, T., and Belcher, S.E. (2004) Wind profile and drag coefficient over mature ocean surface wave spectra. *J. Phys. Oceanogr.* 34, 2345–2358.
- Holman, R.A., and A.H. Sallenger (1985) Set-up and swash on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 90 (C1), 945-953
- Huang, N.E., Shih, H.H., Shen, Z., Long, S.R. and Fan K.L. (2000) The Ages of Large Amplitude Coastal Seiches on the Caribbean Coast of Puerto Rico, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 30, pp 2001-2012.

Janssen, P. A. E. M. (1991) Quasi-linear theory of wind-wave generation applied to wave forecasting. *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 1631–1642

Jay, D.A. and Flinchem E.P. (1999) A comparison of methods for analysis of tidal records containing multi-scale non-tidal background energy. *Continental Shelf Res.*, 19, 1695-1732.

Johnson, H. K., J. Hfjstrup, H. J. Vested, and S. E. Larsen (1998) On the dependence of sea surface roughness on wind waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 1702–1716.

Jutten, C. and Héroult H. (1991) Blind separation of sources, part i: an adaptive algorithm based on neuromimetic architecture, *Signal Processing*, 24, 1–10.

Kepert, J. D. (2004) Models and observations of tropical cyclone boundary-layer winds. Extended Abstracts, *The Past, Present and Future of Numerical Modeling: 16th Annual BMRC Modeling Workshop*, BMRC Research Rep. 104, Melbourne, Australia, BMRC, 77–82.

Kitagawa, H. (2009) Oceanic impacts on tropical cyclone intensity prediction using JMA high-resolution global NWP model. *16<sup>th</sup> Conference on Air-Sea Interaction*, Phoenix, Arizona, janvier 2009.

Kliem, N., Nielsen J.W., Hues V. (2006) Evaluation of a shallow water unstructured mesh model for the North Sea–Baltic Sea, *Ocean Modelling*, 15, 124–136.

Kim, S.K., Yasuda T. And Mase H. (2010) Wave set-up in the storm surge along open coasts during Typhoon Anita, *Coastal Engineering*, vol. 57, no7, pp. 631-642.

Komar, P. D. (1998) Beach processes and sedimentation. New Jersey, Prentice Hall, USA. 577 p.

Komar, P.D. and Gaughan, M.K. (1973) Airy Wave Theory and Breaker Height Prediction. Proceedings of the *13<sup>th</sup> Coastal Engineering Conference*, American Society of Civil Engineers, 405-418.

Kurihara, Y., R. E. Tuleya, and M. A. Bender (1998) The GFDL hurricane prediction system and its performance in the 1995 hurricane season. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 1306–1322.

Idier, D. (2007) Previmer – Opérationnalisation de modèles hydrodynamiques régionaux - Délivrables D1 : Réalisation et mise en œuvre opérationnelle des modèles hydrodynamiques régionaux Arcachon, Bretagne Nord et Normandie. Rapport BRGM/RP-55861-FR, 135 p., 66 fig., 29 tabl..

Large, W. G. and S. Pond (1981) Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong wind. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 324–336.

- Lazure, P., Dumas F. (2008) An external-internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Advances in Water Resources*. 31, 233-250.
- Le Breton, P. et Perherin C. (2009) Un diagnostic des méthodes de prévision des niveaux marins extrêmes sur les côtes vendéennes. Perspectives d'amélioration, *La Houille Blanche*, N°1 (Mars 2009), 38-44, DOI: 10.1051/lhb:2009003.
- Liu, P., and Dalrymple, R. (1978) Bottom frictional stresses and longshore currents due to waves with large angle of incidence. *J. Marine Res.*, 36, 357–375.
- Lyard, F., Lefèvre, F., Letellier, T., Francis, O. (2006) Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics* doi:10.1007/s10236-006-0086-x.
- Longuet-Higgins, M. S., and R. W. Steward, (1963) A note on Wave Setup. *J. Marine Res.*, 21(1), pp 4-10.
- Longuet-Higgins, M. S., and R. W. Steward, (1964) Radiation stress in water waves; a physical discussion, with applications, *Deep Sea Res.*, 11, 529-562.
- Makin, V. K. (2005) A note on the drag of the sea surface at hurricane winds. *Boundary-Layer Meteorol.*, 115, 169-176.
- Marche, F., (2005) Theoretical and numerical study of shallow water models. Applications to nearshore hydrodynamics. PhD Thesis, Univ. Bordeaux 1 (France).
- Massel, S.R. (1993) Extended refraction–diffraction equation for surface waves. *Coastal Eng.*, 19, 97–126.
- Massel, S.R., Gourlay, M.R. (2000) On the modelling of wave breaking and set-up on coral reefs, *Coastal Eng.*, 39, 1-27.
- Mastenbroek, C., G. J. H. Burgers, and P. A. E. M. Janssen (1993) The dynamical coupling of a wave model and a storm surge model through the atmospheric boundary layer. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1856–1866.
- Météo-France/DPrevi/Mar (2002) Prévision des surcotes sur les côtes de la Méditerranée - Rapport final.
- Monin, A. S., and A. M. Obukhov (1954) Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Tr. Geofiz. Inst., Akad. Navk SSSR*, 24, 163–187
- Moon, I.-J., Hara, T., Ginis, I., Belcher, S.E., Tolman, H. (2004a) Effect of surface waves on air–sea momentum exchange. Part I: Effect of mature and growing seas. *J. Atmos. Sci.*, 61, 2321–2333.
- Moon, I.-J., Ginis, I., Hara, T. (2004b) Effect of surface waves on air–sea momentum exchange. II: Behavior of drag coefficient under tropical cyclones. *J Atmos. Sci.*, 61, 2334–2348.

Moon, I.-J., Ginis, I., Hara, T. (2004c) Effect of surface waves on Charnock coefficient under tropical cyclones. *Geophys. Res. Lett.* 31, L20302.

Moon, I.-J., Ginis, I., Hara, T., Thomas, B. (2007) A Physics-based parameterization of air–sea momentum flux at high wind speeds and its impact on hurricane intensity predictions. *Mon. Wea. Rev.* 135, 2869–2878.

Moon, I.-J., Kwon, J.-L., Lee, J.-C., Shim, J.-S., Kang, S.K., Oh, I.S., Kwon, S.J. (2009) Effect of the surface wind stress parameterization on the storm surge modeling. *Ocean Modelling*, 29, 115-127.

Munk, W.H. and Cartwright, D.E., (1996) Tidal spectroscopy and prediction. *Philos.Trans. R. Soc. Lond. Ser. A* 259, 533–581.

Nash, J. E. and Sutcliffe J.V. (1970) River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles, *J. of Hydrology*, 10(3), 282–290.

Nicolle, A., Karpytchev M., Benoit M. (2009) Amplification of the storm surges in shallow waters of the Pertuis Charentais (Bay of Biscay, France). *Ocean Dynamics*, doi: 10.1007/s10236-009-0219-0.

Pawlowicz, R., Beardsley B., Lentz S. (2002) Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE, *Computers & Geosciences*, 28(8), 929-937.

Pelinovsky, E., Kharif C., Riabov I. and Francius M. (2002) Modelling of Tsunami Propagation in the Vicinity of the French Coast of the Mediterranean, *Natural Hazards* 25, 135–159.

Powell, M. D., P. J. Vickery, and T. A. Reinhold (2003) Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, 422, 279–283.

Pugh, D.T. (1996) Tides, surges and mean sea-level (reprinted with corrections), Chichester, UK, John Wiley & Sons Ltd, 486pp

Saetra, O., Albretsen, J. and P.A.E.M. Janssen (2007) Sea-State-Dependent Momentum Fluxes for Ocean Modeling. *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 2714-2725.

Sheng, Y. P., V. Alymov, and V. A. Paramygin (2010) Simulation of storm surge, wave, currents, and inundation in the Outer Banks and Chesapeake Bay during Hurricane Isabel in 2003: The importance of waves, *J. Geophys. Res.*, 115(C04008), doi:10.1029/2009JC005402.

Sienkiewicz J. (2009) Ocean Prediction Center NCEP Production Suite Review 2009, NCEP Production Review - Dec. 8, 2009 - Ocean Prediction Center.  
[[http://www.emc.ncep.noaa.gov/annualreviews/2009Review/presentations/Sienkiewicz OPC\\_C.ppt](http://www.emc.ncep.noaa.gov/annualreviews/2009Review/presentations/Sienkiewicz OPC_C.ppt)]

Simon, B. (1991) The species concordance method of tide prediction, in Tidal Hydrodynamics, ed. Bruce B. Parker 1992, pp725-735.

- Simon, B. (1994) Statistiques des niveaux marins extrêmes le long des côtes de France, Rapport d'étude SHOM n°001/94.
- Simon, B. (2008) Statistiques des niveaux marins extrêmes de pleine mer Manche et Atlantique. SHOM-CETMEF, Cédérom.
- Smith, S. D. (1980) Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 709–726
- Smith, S. D. (1988) Coefficients for sea surface wind stress, heat ux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *J. Geophys. Res.*, 93, 15467-15472.
- Smith, S.D. et al. (1992) Sea surface wind stress and drag coefficients: the HEXOS results. *Boundary-Layer Meteorology*, 60, 109–142.
- Smith, S.D. and Banke, E.G. (1975) Variation of the Sea Surface Drag Coefficient with Wind Speed. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 101, 665-673
- Stockdon, H.F., Holman R.A., Howd P.A. and A.H. Sallenger Jr. (2006) Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Eng.*, 53, 573-588
- Suanez, S., Fichaut B, Sparfel L., Postec A. (2006) Erosion dunaire et risques associés, le cas de la plage du Vougot (Guissény – Finistère). Natura 2000 et Contrat Nature. Actes du colloque international de la Baule, *Interactions Nature-Société, analyse et modèles*, mai 2006.
- Svendsen, I.A. (1984) Wave heights and set-up in a surf zone. *Coastal Eng.*, 8, 303–329.
- Tait, R.J. (1972) Wave set-up on coral reefs. *J Geoph Res*, 77(12), 2207-2211.
- Toba, Y., N. Iida, H. Kawamura, N. Ebuchi, and I. S. F. Jones (1990) The wave dependence of sea-surface wind stress. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 705–721.
- Tolman, H.L. (2009) User manual and system documentation of WAVEWATCH III™ version 3.14. NOAA / NWS / NCEP / MMAB Technical Note 276, 194 pp + Appendices
- Tolman, H.L. and Chalikov D. (1996) Source terms in a third generation wind-wave model. *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 2497-2518
- Tolkova, E. (2009) Principal component analysis of tsunami buoy record: Tide prediction and removal. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 46, 62–82.
- Verlaan, M., Zijderfeld A., de Vries H. and Kroos J. (2005) Operational storm surge forecasting in the Netherlands: developments in the last decade, *Phil. Trans. R. Soc.* 363, 1441-1453, doi: 10.1098/rsta.2005.1578.
- Vinchon, C., Meur-Ferec C., Balouin Y., Baron-Yelles N., Berthelie E., Garcin M., Hérivaux C., Lecacheux S., Le Cozannet G, Maton L., Pedreros R., Rey-Valette H.

(2009) Mise en place d'une approche transdisciplinaire pour l'évaluation de la vulnérabilité de la zone côtière à l'aléa submersion Projet ANR07-VMC-007/MISEEVA. Rapport intermédiaire. BRGM/RP-57246-FR. 143 p., 26 fig., 2 tabl., 4 ann.

Violante-Carvalho N., Paes-Leme R.B., Accetta D.A. and Ostritz F.O. (2009) Diffraction and reflection of irregular waves in a harbour employing a spectral model, *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 81(4): 837-848, ISSN 0001-3765.

Vitousek, S., Fletcher, C.H., Barbee, M.M. (2008) A practical Approach to Mapping Extreme Wave Inundation: Consequences of Sea-Level Rise and Coastal Erosion. *Solutions to Coastal Disasters 2008*, pp 85-96.

WAMDI Group (1988) The WAM model - A third generation ocean wave prediction model. *J. Phys. Oceanogr.*, 18, 1775–1810.

Wang, S., McGrath R., Hanafin J., Lynch P., Semmler T., Nolan P. (2008) The impact of climate change on storm surges over Irish waters, *Ocean Modelling*, 25(1-2), 83-94.

Wu, J. (1982) Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane. *J. Geophys. Res.* 87, 9704–9706.

Zhang, H.M., Bates J.J. and Richard W (2006) Reynolds1Assessment of composite global sampling: Sea surface wind speed, *Geophys. Res. Letters*, 33(L17714), doi:10.1029/2006GL027086.

## Annexe 1

### Contraintes de radiation

Longuet-Higgins et Stewart (1964) déterminent le *set-up* de la manière suivante :

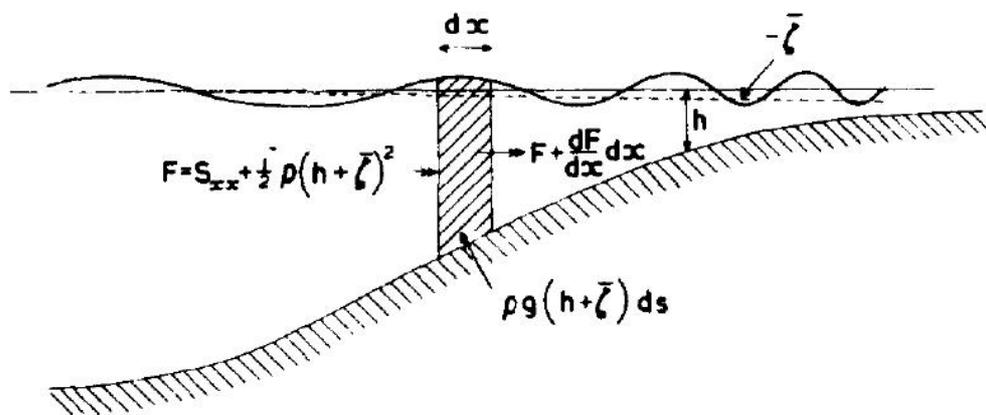


Figure 30 : Conservation de la quantité de mouvement en eaux peu profondes (Longuet-Higgins et Stewart – 1964)

- dans le cas d'une onde progressive se propageant (selon  $x$ ) dans une tranche d'eau de profondeur uniforme  $h$ , le flux total de quantité de mouvement à travers un plan  $x=\text{constante}$  s'écrit comme une intégrale sur la verticale entre le fond ( $z=-h$ ) et la surface libre ( $z=\xi$ ):

$$\int_{-h}^{\xi} (p + \rho u^2) dz$$

où  $p$  est la pression,  $\rho$  la masse volumique de l'eau, et  $u$  la composante horizontale de la vitesse orbitale ;

- soit  $S_{xx}$  la tension de radiation, définie comme la différence entre la moyenne temporelle du flux de la quantité de mouvement sur un plan  $x=\text{cste}$  et le flux moyen en l'absence de vagues :

$$S_{xx} = \overline{\int_{-h}^{\xi} (p + \rho u^2) dz} - \int_{-h}^0 p_o dz$$

(avec  $p_o = -\rho g z$ ) ;

- on montre que le flux de quantité de mouvement traversant un plan  $x = \text{constante}$  (Figure 30) peut s'écrire, moyennant quelques approximations:

$$S_{xx} + \int_{-h}^{\bar{\xi}} \rho g (\bar{\xi} - z) dz = S_{xx} + \frac{1}{2} \rho g (\bar{\xi} + h)^2$$

- on peut donc écrire la conservation de la quantité de mouvement de la manière suivante (voir Figure 30):

$$\frac{dS_{xx}}{dx} + \rho g (\bar{\xi} + h) \frac{d\bar{\xi}}{dx} = 0$$

- ou encore :

$$\frac{d\bar{\xi}}{dx} = - \frac{1}{\rho g (h + \bar{\xi})} \frac{dS_{xx}}{dx} \quad (12)$$

- Longuet-Higgins and Stewart (1964) montrent par ailleurs que la tension de radiation s'écrit:

$$S_{xx} = E(n \cos^2 \theta + n - 1/2) \quad (13)$$

où  $E = \frac{1}{8} \rho g H^2$  est l'énergie totale de la houle par unité de surface,

$n = \frac{C_g}{C}$  le rapport entre la vitesse de phase et de groupe des vagues,

et  $\theta$  l'angle d'incidence des vagues par rapport à la normale à la plage

D'après les équations (12) et (13), une pente bathymétrique non nulle implique donc bien une variation du niveau moyen du plan d'eau (E et n varient, donc  $dS_{xx} / dx \neq 0$ , ie  $d\bar{\xi} / dx \neq 0$ ).



**Centre scientifique et technique  
Service RNSC**

3, avenue Claude-Guillemin  
BP 36009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34