

Modélisation numérique de l'état de la mer : validation des formes spectrales

Fabrice ARDHUIN et Arnaud LE BOYER

Service Hydrographique et Océanographique de la Marine

Sommaire

Les états de mer sur des échelles de quelques dizaines ou milliers de kilomètres sont généralement modélisés par une méthode spectrale en phase moyennée, fournissant des prévisions ou des analyses. Les progrès considérables de telles simulations sont mesurés par un excellent accord entre, principalement, les hauteurs significatives simulées, déduite de l'énergie totale contenue dans le spectre, et les hauteurs observées in situ ou par satellite. Dans certaines régions comme l'Atlantique Nord-Est, la corrélation dépasse 0.99 avec des erreurs moyennes normalisées inférieures à 12%. Toutefois, les erreurs peuvent dépasser 30% en zone côtière. Par ailleurs, de nombreuses applications demandent une description plus complète de l'état de mer, avec des paramètres qui peuvent être calculés à partir du spectre directionnel de l'élévation de la surface. L'utilisation de formes paramétriques spectrales est le point de départ habituel du calcul d'ingénierie, mais elle peut conduire à d'importantes erreurs. En effet, les formes paramétriques représentent des états de mer idéalisés très peu probables. Ainsi les spectres réels sont généralement très différents des formes paramétriques usuelles, avec la présence de mers croisées, une variation de la direction moyenne en fonction de la fréquence, plusieurs trains de houle. L'utilisation de spectres simulés est donc une solution naturelle, et elle donne généralement des spectres beaucoup plus réalistes que des formes paramétriques. Toutefois les formes spectrales simulées peuvent présenter des défauts importants. En particulier pour les mers combinant houle et mer du vent, les paramétrages de certains modèles sont pris en défaut. Ces constatations permettent de définir de nouveaux paramétrages, en particulier pour la dissipation des vagues.

Abstract

Sea states over scales of tens to thousands of kilometres are generally modelled with a phase-averaged spectral method, providing forecasts or hindcasts. Considerable progress in the quality of such simulations is revealed by the excellent agreement between the modelled significant wave heights and observations at sea or from satellites. In some areas, like the North-East Atlantic, the model-observation correlation exceeds 0.99, with normalized mean errors under 12%. At the same time errors may be larger than 30% in some coastal areas. Further, many engineering applications require a more complete characterization of the sea state, with other parameters that can be computed from the directional wave spectrum. Parametric spectral shapes can be misleading because they represent idealized sea states. Real seas often contain under-developed waves, crossing seas, a shift in mean wave direction as a function of frequency, multiple swell systems. A natural solution is thus the direct use of modelled wave spectra that are generally much more realistic than the parametric shapes. The modelled spectra still have their defects. In particular mixed swell-wind sea conditions lead to some unrealistic features in models. This verification of spectral shapes thus provides a basis for improving the parameterizations in wave models, in particular for wave energy dissipation.

1. Introduction

L'état de la mer est une composante essentielle de la dynamique océanographique [Ardhuin 2005] et le moteur quasi-exclusif de l'hydrodynamique et de la morpho-dynamique sédimentaire. L'état de la mer est aussi le facteur limitant principal de nombreuses activités marines. Le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine a donc développé des méthodes de prévision et réalise, à titre d'exercice, des prévisions côtières en routine depuis 2002. Si les facteurs qui influencent l'état de mer en zone côtière sont assez bien connus [Komen et coll. 1994, Ardhuin et coll. 2003, Sheremet et Stone 2003], la qualité des prévisions côtières laisse à désirer, avec des erreurs de l'ordre de 30%, voire plus, pour la hauteur significative (H_s) prévue jusqu'à 24 heures à l'avance. Les erreurs sont encore plus importantes sur d'autres paramètres tels que la l'étalement directionnel du pic spectral ($\sigma_{\theta p}$) qui est relié aux statistiques de longueur des crêtes. Partant de cette constatation, un travail d'analyse et de correction des causes de ces erreurs a été lancé en 2002, et il se poursuit particulièrement dans le cadre du Programme d'Etudes Amont « ECORS ». Parce que les états de mer côtiers sont souvent le résultat de la propagation de la houle océanique, ce travail englobe une étude des formes spectrales des houles océaniques prévues, qui sont déterminantes pour la prévision du H_s en zone côtière ainsi que des formes spectrales en zone côtière. L'amélioration générale de la forme spectrale permettra une meilleure estimation de paramètres synthétiques (périodes moyennes, période du pic, indice de mer croisée, étalement directionnel) ou encore des statistiques détaillées de l'élévation de la surface, utilisant par exemple une correction de second ordre calculée à partir du spectre complet [voir par exemple Forristall 2000].

2. Modélisation des houles océaniques : état de l'art

Depuis les travaux de Gelci et coll. [1957], l'évolution de l'état de la mer à des échelles de temps largement supérieures à la période des vagues est fondée sur l'évolution du spectre d'énergie ou d'action (énergie divisée par la fréquence intrinsèque). Sous sa forme moderne, le problème est donc l'intégration numérique de l'énergie de conservation du spectre d'énergie $E(\mathbf{k})$ ou d'action $A(\mathbf{k}) = E(\mathbf{k})/\sigma$, avec un terme de source représentant la génération, dissipation et échange spectraux,

$$\partial A(\mathbf{k})/\partial t + \nabla \cdot [(C_g + U_A(\mathbf{k}))A(\mathbf{k})] + \nabla_{\mathbf{k}} \cdot [C_k A(\mathbf{k})] = S_{in} + S_{ds} + S_{bfric} + S_{nl} + S_{bscat} \dots \quad (1)$$

avec \mathbf{k} le vecteur d'onde, σ la pulsation intrinsèque, $C_g = \mathbf{k} (\partial \sigma / \partial \mathbf{k}) / k$ le vecteur vitesse de groupe intrinsèque, $U_A(\mathbf{k})$ la vitesse d'advection, fonction du courant et des autres composantes spectrales. L'opérateur de divergence $\nabla \cdot ()$ est restreint à la surface océanique, et $\nabla_{\mathbf{k}} \cdot ()$ est un opérateur similaire dans l'espace spectral. La vitesse de propagation spectrale C_k représente la rotation des crêtes des vagues (réfraction et diffraction) et le changement de longueur d'onde (levée). Le membre de gauche représente l'évolution spectrale dans l'approximation de l'optique géométrique, tandis que le membre de gauche introduit les termes de génération par le vent représenté par S_{in} , dissipation liée aux processus de surface (déferlement) et de la colonne d'eau (interaction vagues-turbulence) représentés par S_{ds} , dissipation par frottement sur le fond (S_{bfric}), et échanges d'action entre composantes spectrales du fait de la non-linéarité des vagues (S_{nl}) ou de la réflexion des vagues par une topographie irrégulière (S_{bscat}). Cette description de l'évolution du spectre n'est pas exhaustive et d'autres processus, actuellement négligés peuvent être important pour l'évolution du spectre.

La modélisation des états de mer avec cette méthode demande de

- a) paramétrer les termes du membre de droite en fonction du spectre et de forçages extérieurs (vitesse du vent, du courant, pentes du fond, nature des sédiments ...)
- b) discrétiser l'équation (1) dans l'espace, le temps et l'espace spectral (soit cinq dimensions)
- c) intégrer (1) dans le avec un schéma numérique adapté et un forçage réaliste

De fait ces trois opérations sont chacune source d'erreurs. Si les efforts ont longtemps porté essentiellement sur les paramétrages et la qualité des vents utilisés pour la prévision, les progrès dans ces deux domaines laissent désormais apparaître les défauts des anciens modèles tels que les anciennes

versions du code WAM [WAMDI 1988]. Ainsi, une des plus importantes améliorations récentes, en particulier dans le Pacifique, a été la prise en compte des îles plus petites que la taille du maillage [Tolman 2003 ; Bidlot et Janssen 2003].

Afin de faire le point sur la qualité des modèles globaux le modèle WAVEWATCH III [Tolman 2002] a été choisi car il utilise des schémas numériques précis. Plusieurs paramétrages ont été testés dans ce code avec les vents analysés et prévus à 6 heures d'échéance, et une résolution spatiale de $0,5^\circ$ en latitude et longitude, fournis par le Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT). L'erreur moyenne sur la vitesse de ces vents est inférieure à 1 m/s [voir par exemple Janssen et coll. 2005].

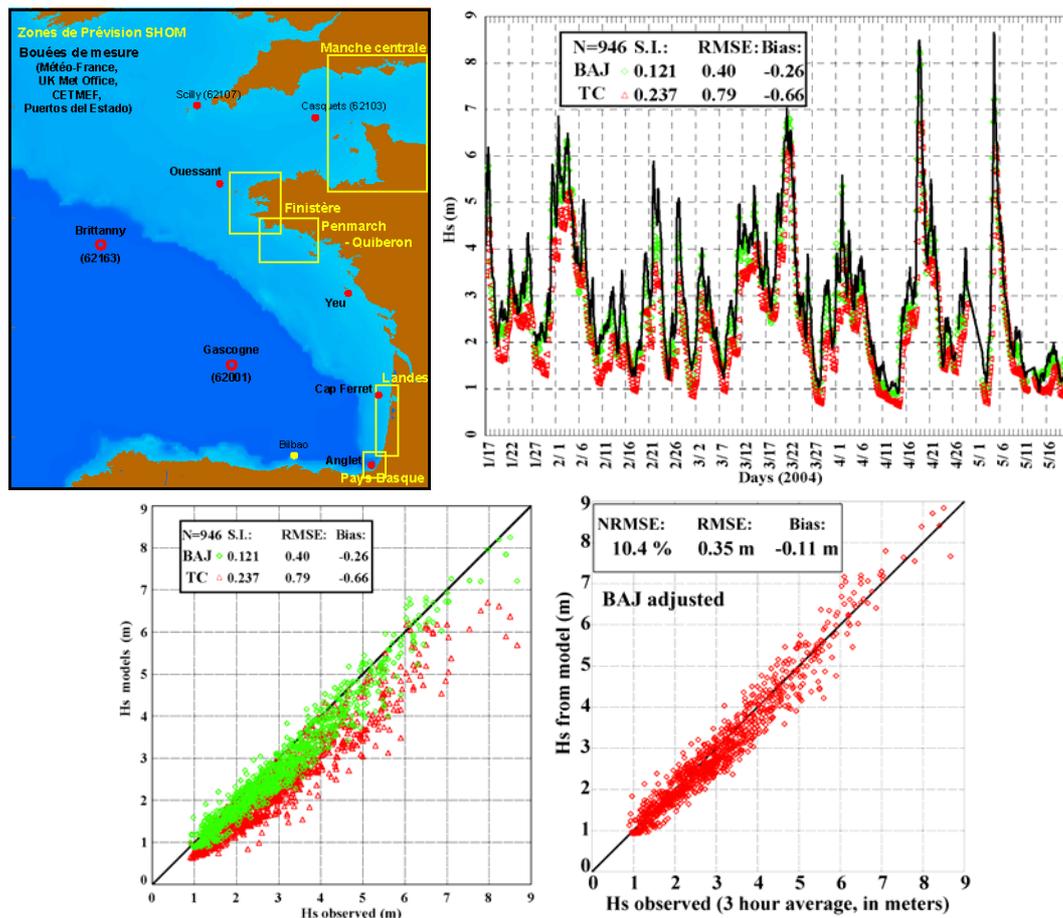


Figure 1. Validation des prévisions au large réalisées avec le modèle WAVEWATCH III, « version SHOM ». En haut à gauche, position de la bouée « Brittany » conjointement mise en œuvre par l'U. K. Met. Office et Météo-France. En haut à droite, comparaison à Brittany des observations de Hs (en noir) et d'un calcul avec la version par défaut de WAVEWATCH III (« TC » en rouge) et la version du SHOM (« BAJ » en vert). A en bas à gauche, même comparaison mais sous forme de diagramme modèle / observations. En bas à droite, calcul avec un paramétrage BAJ recalibré pour le code WAVEWATCH III. Les paramètres statistiques indiqués sont l'erreur en moyenne quadratique (RMSE) en mètres, cette même erreur normalisée par la valeur moyenne (quadratique) des observations (S.I. ou NRMSE) et le biais (« bias ») en mètres.

La validation est d'abord faite sur la hauteur significative des vagues, le paramètre qui est le plus couramment mesuré. Au large des côtes françaises les meilleurs résultats étaient obtenus jusqu'en 2004 avec le paramétrage « TC » de Tolman et Chalikov [1996], actuellement utilisé par le service météorologique des Etats-Unis (NOAA/NCEP, http://polar.ncep.noaa.gov/waves/main_int.html), comme représenté en rouge sur la figure 1 (en haut à droite et en bas gauche). On remarque en particulier un biais qui vient du fait que le paramétrage TC est ajusté pour donner de bons résultats avec les vents prévus par la NOAA/NCEP, qui sont plus forts que les vents du CEPMMT. Une

amélioration du paramétrage de la dissipation des vagues utilisé dans le code WAM au CEPMMT a permis une amélioration considérable des résultats en 2005 [Janssen et coll. 2005], pour les hauteurs mais aussi pour les périodes des vagues (en particulier dans l'océan Indien). Ce paramétrage « BAJ » a été implémenté dans WAVEWATCH III, avec les résultats montrés en vert en figure 1. Une correction du biais par un ajustement de l'altitude du vent de 10 à 8 m (qui compense, entre autres, les différences de schémas numériques entre WAM et WAVEWATCH III) donne une erreur moyenne de 10,4% à la bouée Brittany (numéro OMM 62163) pour des hauteurs moyennées sur 3 heures et sur la période 17 janvier – 21 mai 2004. Des résultats similaires sont obtenus pour 2003 et 2005 ainsi que pour la bouée Gascogne. Ces résultats sont aussi bons que les prévisions opérationnelles du CEPMMT et meilleurs que les prévisions du NOAA/NCEP (en comparant les prévisions à 24h, car pour les échéances plus courtes la comparaison est faussée par le fait que le NOAA/NCEP assimile les mesures de cette bouée). Une validation plus générale à l'échelle globale et régionale est en cours, en collaboration avec l'Ifremer.

3. Formes spectrales paramétriques et formes spectrales modélisées

La première difficulté pour valider la forme spectrale est le manque général de données, particulièrement au large des côtes françaises. Ainsi les spectres directionnels ne sont mesurés que par une petite partie des bouées dans le monde, et une plus petite partie encore est accessible. Les mesures directionnelles de certaines bouées météorologiques est par ailleurs discutable [O'Reilly et al. 1996]. La seule alternative à l'échelle globale est le radar à synthèse d'ouverture des satellites ENVISAT, RADARSAT et ALOS qui ne permet d'accéder qu'à la partie basse fréquence du spectre, ce qui est déjà très bien. En attendant que le projet de satellite SWIMSAT voie le jour, le modélisateur en est réduit à utiliser l'imagerie radar quand les conditions sont bonnes [Collard et al. 2005], les données des bouées du National Data Buoy Center et du Coastal Data Information Program des Etats-Unis, qui ont le mérite d'être disponibles en libre accès, ou bien de s'arranger avec les nombreux organismes qui détiennent des archives ce genre de mesures (en France le CETMEF). La dernière solution étant de réaliser soi-même les mesures à la mer, ce qui est encore le plus sûr moyen d'obtenir des mesures de qualité avec une densité spatiale suffisante. Nous utilisons donc ici les mesures de deux campagnes, SHOWEX, sur le plateau continental de Caroline du Nord en 1999 [Ardhuin et coll. 2003], et EPEL, en Manche, en février 2003.

3.1 Du bon usage des formules définissant la hauteur des vagues et des spectres paramétriques.

Pierson et Moskowitz [1964] ont proposé un spectre défini de manière unique à partir de la vitesse du vent. Ce spectre correspond à un état de mer pleinement développé obtenu lorsqu'un vent uniforme souffle suffisamment longtemps sur une étendue assez grande. Il est à noter que ces circonstances sont assez rares pour que ces auteurs n'aient trouvé que 20 cas acceptables dans plusieurs années de mesures. De manière générale le spectre de la mer du vent est « sous-développé », limité soit par l'étendue du fetch soit par la durée ou la profondeur, soit les trois. Un spectre de mer en cours de développement a été proposé par Hasselmann et coll. [1973] (il s'agit du spectre « JONSWAP »). L'énergie totale correspond à peu près à la formule empirique de Sverdrup et Munk [1947], reprise par Bretschneider et d'autres. Le spectre JONSWAP fait apparaître un pic plus « pointu » que le spectre de Pierson et Moskowitz [1965]. Là encore, en plusieurs mois de mesure, les auteurs n'ont sélectionnés que quelques jours sur lequel le vent était presque perpendiculaire à la côte (à 30° près) et relativement stationnaire et homogène : les spectres en zone côtière sont donc presque toujours très différents du spectre JONSWAP. Malheureusement Hasselmann et coll. [1973] n'ont pas pris la peine de faire tendre leur forme spectrale vers celle de Pierson et Moskowitz [1965] lorsque le fetch tend vers l'infini. Ce problème a été corrigé par la suite par Donelan et Pierson [1987]. Heureusement pour les utilisateurs du spectre JONSWAP, les cas de mer pleinement développée sont très rares, juste un peu moins rares que les cas où un vent constant souffle perpendiculairement à la côte.

Hors les problèmes de couplage vent-vagues et applications à la mesure des propriétés de l'océan par radar, pour lequel le spectre des vagues courtes est déterminant, Donelan et Pierson [1987] donnent une forme satisfaisante du spectre en fréquence pour les conditions hypothétiques de fetch perpendiculaire avec un vent uniforme. La vérification des modèles numériques avant leur utilisation

opérationnelle (généralement précédée d'un ajustement empirique) se borne généralement à vérifier que ce type de spectre est bien reproduit par les modèles. En d'autres termes, les modèles sont conçus pour faire au moins aussi bien que les formes paramétriques. L'application de ce type de forme (JONSWAP, Donelan et Pierson, ou autre) pour des vents obliques et des côtes courbes n'est pas du tout évident, et pour peu qu'un fetch équivalent soit défini, le spectre JONSWAP fournit au mieux un ordre de grandeur de ce qui peut arriver.

Il est à noter que des extensions de ces formes paramétriques ont été proposées pour les mers peu profondes [spectre « TMA » de Bouws et coll., 1985], mais ces résultats sont souvent ignorés par les développeurs de modèles numériques, probablement pour la bonne raison que la plus forte dissipation induite par la forte cambrure des vagues en eau peu profonde n'est pas bien reproduite par leurs paramétrages [van der Westhuysen et coll. 2005].

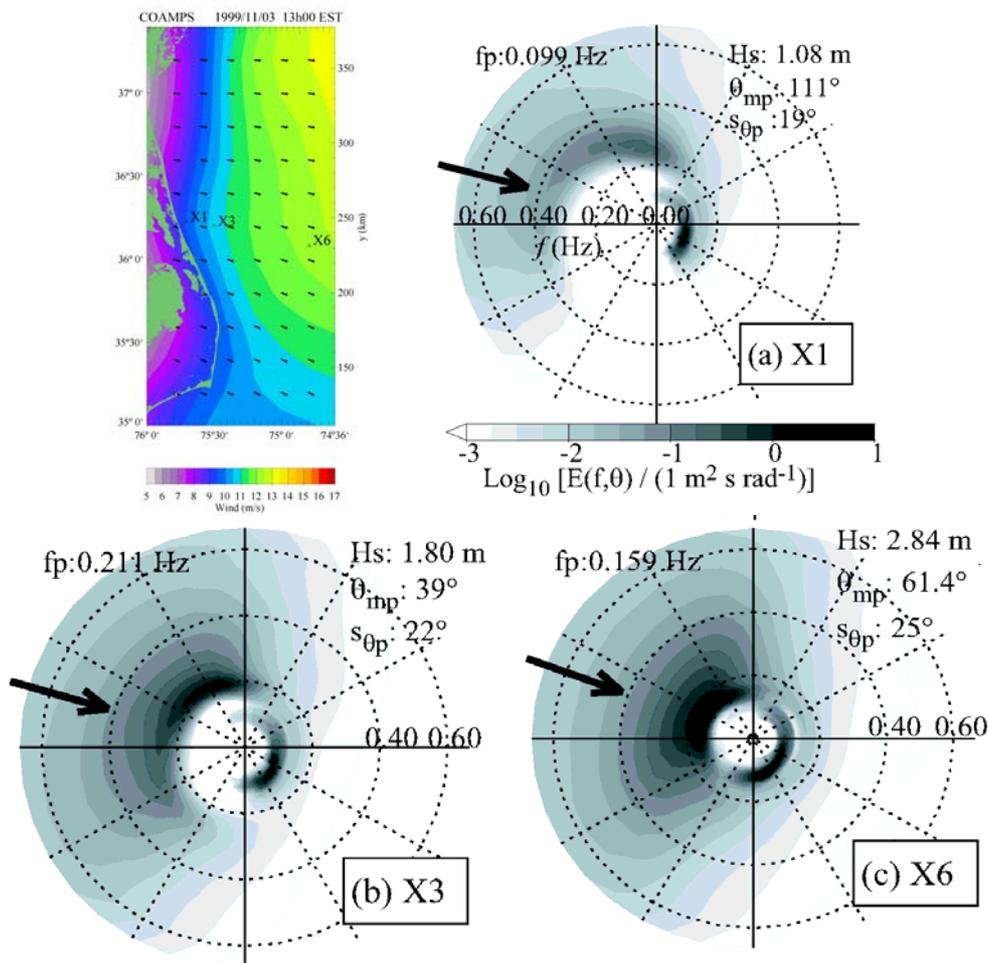


Figure 2. Exemples de spectres calculés sur le plateau continental de Caroline du Nord avec le modèle CREST [Ardhuin et coll. 2001] utilisant un calcul « exact » des interactions non-linéaires [van Vledder 2006]. En haut à gauche, champ de vent issu du modèle atmosphérique COAMPS, utilisé pour le calcul, et position des bouées mouillées pendant SHOWEX, où les spectres sont calculés. En haut à droite : près de la côte (fetch 6 km), en bas à gauche au milieu du plateau (fetch 39 km) et en bas à droite au-delà du talus continental (fetch 122 km). Les directions des vagues sont les directions de provenance et la direction du vent est indiquée par la flèche épaisse (vitesse 9 à 11 m/s). La côte est orientée à 20° (dans le sens trigonométrique) de la direction Nord-Sud. On remarque le développement de la mer du vent, de la côte vers le large, avec un changement de direction important lié à l'angle entre le vent et la direction perpendiculaire à la côte, et une atténuation de la houle d'ouest (près du centre du diagramme) lié à sa réfraction du large vers la côte. Enfin, dans le spectre de droite, le spectre à $f > 0.3$ Hz est clairement bimodal avec deux maxima à 45° de part et d'autre de la direction du vent [tiré de Ardhuin et coll., article soumis à *J. Phys. Oceanogr.*].

La répartition angulaire des vagues est bien moins connue. Elle est généralement étroite au niveau du pic spectral et s'élargit à haute et basse fréquence. Donelan et coll. [1985] ont proposé une répartition avec un maximum unique, dans la direction du vent lorsque le vent est perpendiculaire à la côte, et dans une direction plus oblique que le vent lorsque le vent est oblique. Cette direction oblique dépend en fait de la géométrie du fetch. En effet Walsh et coll. [1989] ont trouvé sur une côte rectiligne un facteur d'obliquité différent de celui de Donelan et coll. [1985] sur une côte concave. Ce point est d'autant plus important que cette direction définit la longueur du fetch et donc la hauteur des vagues. La direction moyenne des vagues en zone côtière est donc mal connue (et absente des formes paramétriques généralement utilisées) et la largeur du spectre directionnel est encore peu étudiée [Forristall et Ewans 1998]. On peut signaler qu'il est enfin clairement établi que pour les fetches relativement courts le spectre directionnel présente un minimum local dans la direction du vent et deux maxima symétriques de part et d'autre de la direction du vent, pour des fréquences supérieures de 50% à la fréquence du pic, et avec un angle atteignant 45° entre la direction du vent et la direction de ces maxima (figure 2, voir aussi Hwang et coll. 2000). Cette forme est liée aux interactions non linéaires entre trains d'ondes, et nécessite un calcul précis de ce terme pour être représenté.

Pour finir, les régions exposées aux houles océaniques comportent presque toujours une houle importante. C'est d'ailleurs la partie dominante de l'état de la mer dans les zones tropicales, soit la majeure partie des mers du globe. Quant aux vagues les plus importantes, produites par les cyclones, elles échappent en partie aux formes paramétriques classiques [Young, communication orale, WISE meeting 2006].

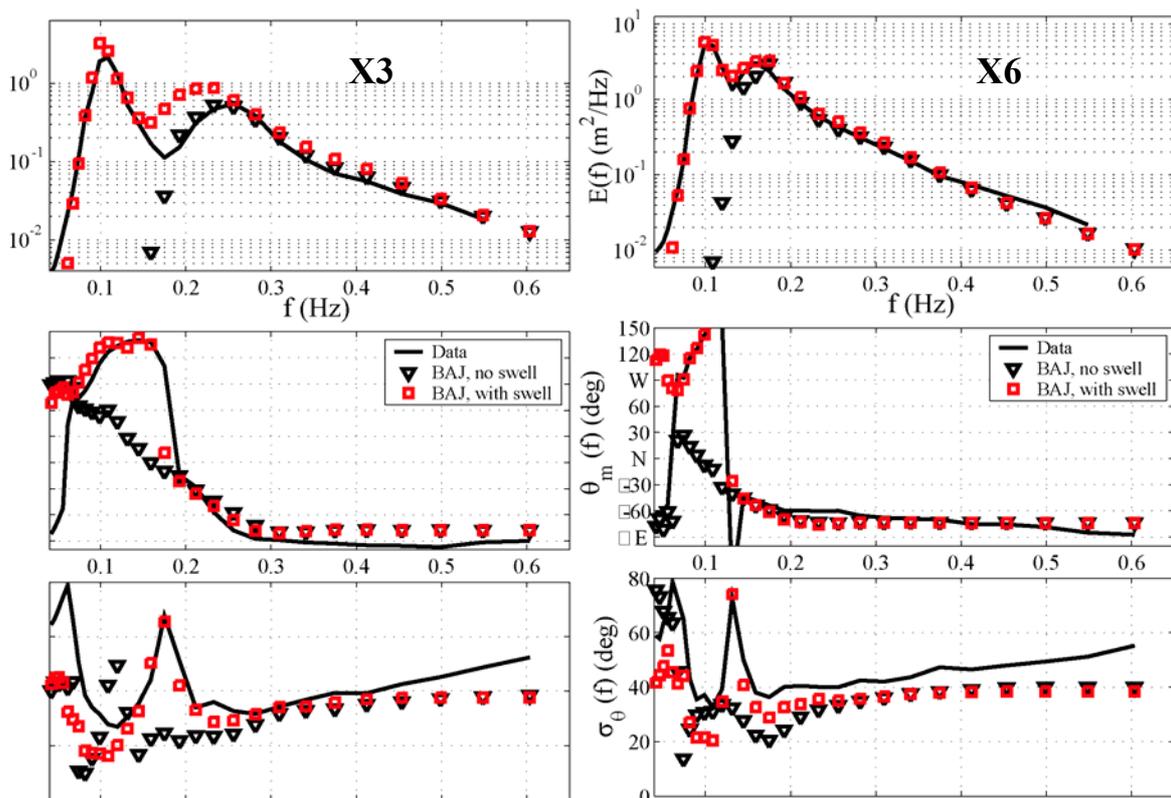


Figure 3. Paramètres spectraux (en haut spectre en fréquence $E(f)$, au milieu direction moyenne $\theta(f)$ et en bas étalement directionnel $\sigma_\theta(f)$) calculés à partir des observations moyennées de 12h à 17h locale (EST) le 3 Novembre 1999 (trait plein) et calculés avec le même modèle que celui utilisé pour la prévision océanique (figure 1 : modèle WAVEWATCH III avec paramétrage de Bidlot et coll. 2005). A gauche bouée X3, à droite bouée X6. Les triangles montrent le calcul sans la prise en compte de la houle du large (génération par le vent seule), et les carrés montrent le calcul complet.

3.2 Validité des spectres produits par les modèles

Il est donc évident que la hauteur des vagues et la forme spectrale ne peut être précisément fournie par un modèle paramétrique, dont le seul intérêt est de fournir un ordre de grandeur de ces quantités. Par ailleurs, la précision remarquable atteinte dans le calcul de la hauteur des vagues à partir du vent via un modèle numérique spectral comme WAM ou WAVEWATCH III (figure 1), est impensable sans un accord approximatif des formes spectrales avec la réalité, même si de grossières erreurs sur la houle et la mer du vent peuvent se compenser pour donner une hauteur correcte. Les spectres issus de ces modèles sont généralement corrects, sauf dans quelques cas pathologiques illustrés ci-dessous, qui permettent de mieux comprendre le fonctionnement des modèles et de proposer des améliorations.

Ainsi on vérifie que les spectres de mer du vent sont très bien reproduits par le paramétrage de Bidlot et coll. [2005] dans le modèle WAVEWATCH III (figure 3, triangles), même si l'étalement directionnel est légèrement sous-estimé. Il est à noter que ce paramétrage ne peut pas reproduire la forme bimodale à haute fréquence (figure 2), mais les observations (bouées Datawell directionnelles) ne permettent pas de vérifier ce type de détail. Un réseau de perches à houle sur les bouées ASIS déployés pendant SHOWEX par le RSMAS devrait permettre de vérifier cette nature bimodale, mais ce traitement n'a pas encore été fait. Enfin, pour des fetches importants (bouée X6), la mer du vent seule est sous estimée. Cela peut être l'effet du courant légèrement opposé au vent (X6 baignait dans les eaux du Gulf Stream). C'est surtout probablement un ralentissement de la croissance plus rapide que dans la réalité lorsque l'état de mer approche le plein développement [Walsh et coll. 1989].

Par contre, le paramétrage de Bidlot et coll. [2005], contrairement à celui de Tolman et Chalikov [1996], qui possède d'autres défauts, donne une croissance de la mer du vent trop forte lorsque la houle est introduite dans le modèle. Ce défaut est clairement relié au mode de calcul du paramètre de pente moyenne qui donne l'échelle de dissipation pour l'ensemble du spectre. La correction de ce défaut peut être entreprise en abandonnant cette forme du calcul de la dissipation pour définir la dissipation de manière locale dans le spectre. Nous avons donc essayé le paramétrage du terme S_{ds} proposé par van der Westhuysen et coll. [2005], qui a une lointaine parentée avec l'idée que les vagues déferlent lorsque assez d'énergie est concentrée dans une petite région du spectre pour donner une modulation des groupes de vagues [Banner et coll. 2000, 2002]. De fait, en revenant à cette idée originale il convient de définir le paramètre de pente sur une région localisée du spectre, ce que n'ont pas fait van der Westhuysen et coll. [2005] qui se sont contentés d'intégrer $A(\mathbf{k})$ sur toutes les directions pour une fréquence donnée.

Ainsi le terme proposé par van der Westhuysen et coll. [2005] peut s'écrire sous la forme

$$S_{ds}(\mathbf{k}) = -C \left\{ \left[\int \sigma k^4 A(\mathbf{k}) d\theta \right] / B_r \right\}^{p/2} \sigma \tanh(kH)^{p_0/4} A(\mathbf{k}) \quad (2)$$

avec $\sigma = [g k \tanh(kH)]^{1/2}$ la pulsation intrinsèque, θ la direction de propagation des vagues, C une constante adimensionnelle positive, B_r une valeur seuil constante pour le paramètre de saturation $\int \sigma k^4 A(\mathbf{k}) d\theta$, et p et p_0 deux paramètres adimensionnels. La figure 4 montre que, comme escompté, l'ajout de la houle ne perturbe pas la croissance de la mer du vent dans le modèle, conformément aux observations. Le léger décalage à X3 peut être rattrapé en calibrant la constante de dissipation C dans (2).

Une inspection attentive des résultats montre une dissipation significative de la houle sur les 90 km de propagation qui séparent X6 et X3 (comparer les figures 3 et 4), avec une réduction de l'énergie d'au moins 10% par rapport au paramétrage de Bidlot et coll. [2005]. Cet effet n'a pas été remarqué par van der Westhuysen et coll. [2005] qui ont appliqué leur modèle à des régions de faible étendue, mais une application à la prévision océanique donne une très forte sous-estimation des houles, en particulier dans le Pacifique où les distances de propagation sont très grandes. Ces auteurs n'ont donc pas terminé le travail et leur paramétrage est inutilisable dans le cas général. Il convient en particulier de corriger la puissance p à laquelle le paramètre de saturation est élevé pour estimer la dissipation. Alves [2000] a défini cette puissance avec une limite tendant vers 0 pour les basses fréquences afin d'essayer de garder une dissipation de fond pour la houle. Or, du fait de la forme de (2) utilisée par Alves [2000] et

Alves et Banner [2003], cette dissipation de la houle est nécessairement plus élevée que dans le paramétrage de Bidlot et coll. [2005], qui était déjà probablement un peu trop importante.

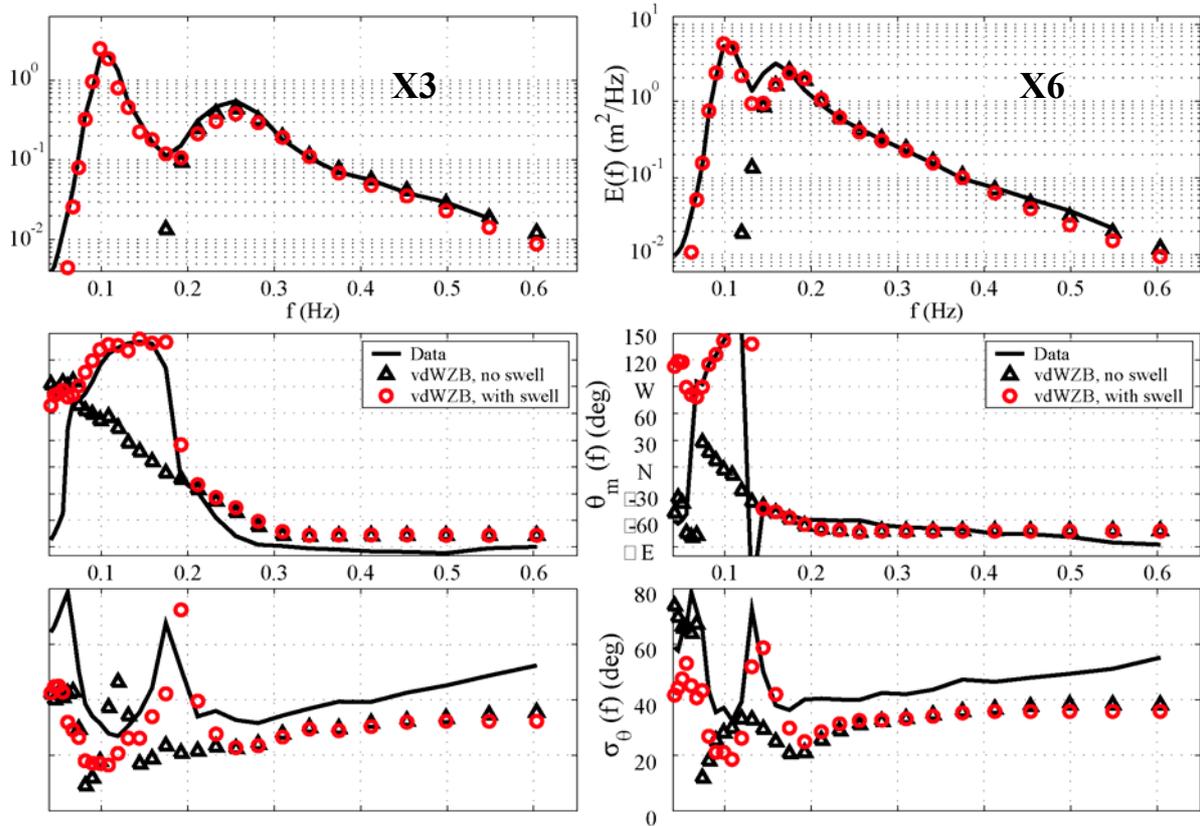


Figure 4. Identique à la figure 3 mais avec le paramétrage de van der Westhuysen et coll. [2005].

Effectivement Alves [2000] sous-estime fortement la période des vagues dans ses simulations réalistes autour de l'Australie, et nous avons vérifié cet effet dans l'Atlantique, avec une atténuation presque totale des grandes longueurs d'ondes, ce qui se traduit par un fort biais négatif sur les petits états de mer ($H_s < 2$ m) dominés par la houle de provenance lointaine (figure 5). Il convient plutôt de représenter explicitement la dissipation de la houle par les interactions avec les vagues courtes et l'effet de la turbulence océanique, phénomènes pour lesquels des théories existent [voir Kudryavtsev et Makin 2004, Ardhuin et Jenkins 2006 et les synthèses de Ardhuin et Jenkins 2005 et Ardhuin 2005].

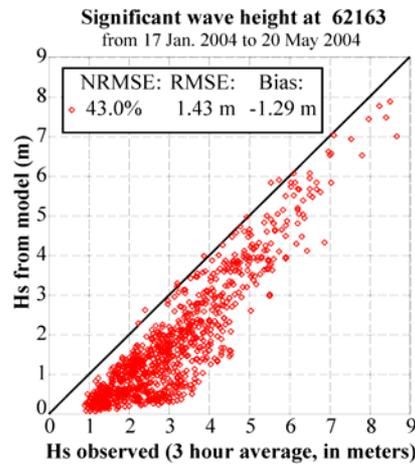


Figure 5. Identique à la figure 1 (en bas à droite) mais avec le paramétrage de van der Westhuysen et coll. [2005].

En présence de courants, il existe peu de validations quantitatives des modèles numériques sur de grandes échelles, malgré un grand nombre d'études sur les effets escomptés des grands courants (Gulf Stream, Courant des Aiguilles), ou dans des estuaires (Columbia river, côte des Pays-Bas). La Manche, avec des courants de marée souvent supérieurs à 1 m/s est un laboratoire naturel intéressant pour étudier ces effets. La campagne EPEL Golfe Normand Breton [Collard et coll. 2005] a été l'occasion de vérifier la validité de plusieurs modèles numériques en présence de courant. Ainsi les modèles WAM, WAVEWATCH III, SWAN et TOMAWAC ont donné de bons résultats, reproduisant quantitativement la modulation observée de la hauteur des vagues et de la période par les courants de marée (figure 5). Cette modulation est importante pour la mer du vent, mais elle est aussi sensible pour la houle. Toutefois, tous les modèles ont tendance à sous-estimer la largeur du spectre directionnel (figure 5), avec des largeurs modélisées inférieures à 10° alors que les observations par bouées sont comprises entre 20 et 30° , en accord avec les observations par radar à synthèse d'ouverture. Il est donc possible que certains processus importants pour le spectre directionnel soient mal représentés dans les modèles, voire entièrement absents (réflexion à la côte, réflexion partielle par les variations de courant ...).

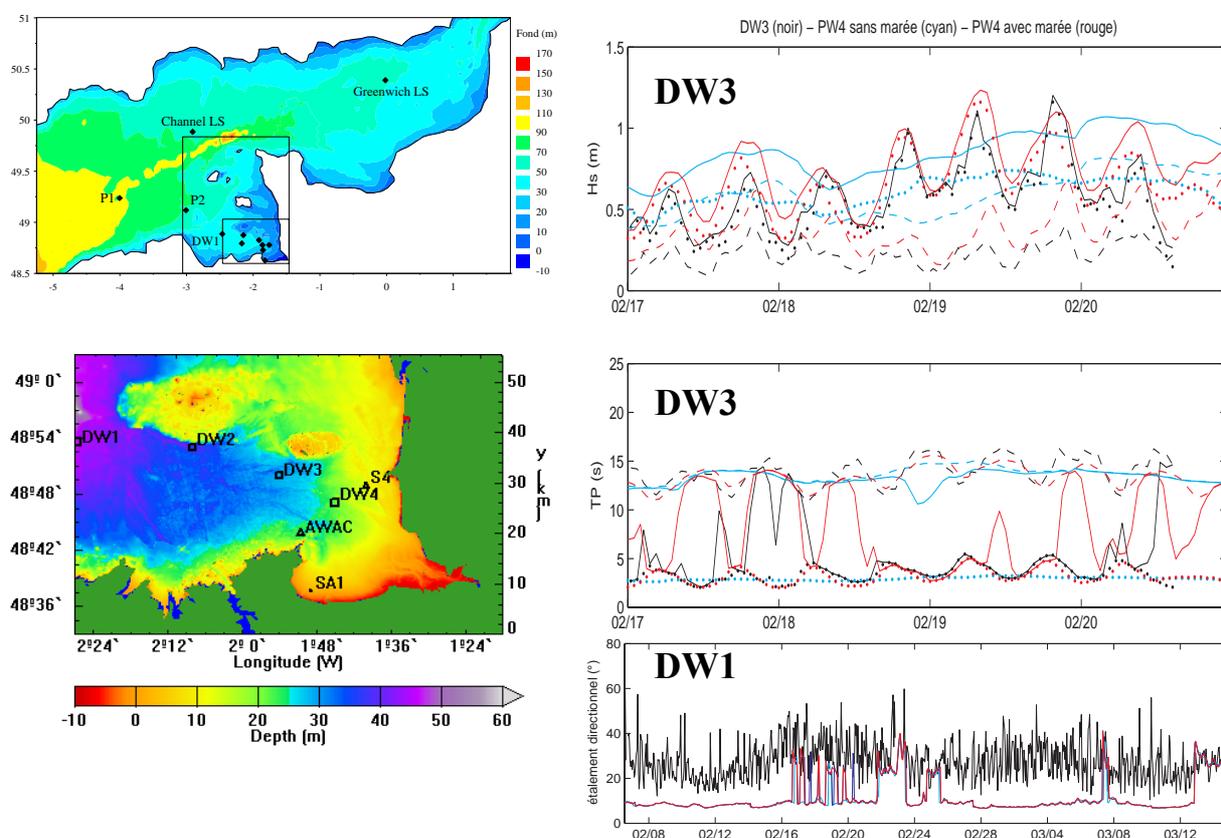


Figure 6. A gauche : zone d'étude de la campagne EPEL – Golfe Normand Breton avec la position des instruments de mesure : bouées Datawell (DW1, DW2, DW3, DW4), courantomètres (AWAC, SA1 et S4) et bateaux phares du U. K. Met Office (Channel Lightship et Greenwich Lightship). La modélisation avec le code WAM (à droite) a été réalisée par Pedro Osuna et Judith Wolf du Proudman Ocean Laboratory, avec 3 modèles emboîtés forcés par des conditions aux limites fournies par WAVEWATCH III. Les résultats sur la hauteur des vagues et la période du pic sont indiqués pour la période du 17/02/2003 au 21/02/2003 à la bouée DW3: en noir les observations, en bleu le modèle sans forçage par la marée et en rouge le modèle forcé par le vent et la marée. Les traits pleins correspondent à la mer totale, les tirets à la houle, et les pointillés à la mer du vent. En bas à droite étalement directionnel au pic spectral observé (noir) et calculé par le modèle (bleu et rouge) pour la bouée DW1. Illustrations réalisées pour le SHOM par Françoise Girard-Becq, société Actimar.

Conclusion

Les formes spectrales paramétriques de Pierson et Moskowitz [1964], JONSWAP [Hasselmann et coll. 1973] ou TMA [Bouws et coll. 1985] fournissent des indications sur l'ordre de grandeur de l'énergie totale et sa répartition fréquentielle dans des conditions idéales rarement rencontrées en mer. Certaines formes donnent aussi une idée de la répartition directionnelle de l'énergie [Donelan et al. 1985]. Toutefois la grande variabilité des spectres observés dans les conditions sélectionnées avec soins lors des expériences qui ont servi à définir ces formes paramétriques indique clairement que d'autres facteurs sont toujours présents : effets de la géométrie du fetch, variabilité du vent, présence de houle, de courants, ou autres effets inconnus. La modélisation numérique des états de mer est en principe capable de représenter ces effets et fournit en général des spectres assez précis. Toutefois, la calibration des modèles se fait encore en utilisant ces mêmes formes paramétriques sans faire de rejeu complet des expériences JONSWAP, SWADE ..., ce qui serait beaucoup plus judicieux. On peut noter un premier effort en ce sens de Alves et al. [2003] qui ont ré-analysé les cas étudiés par Pierson et Moskowitz [1964]. Enfin la vérification des modèles se fait encore essentiellement sur des paramètres synthétiques (hauteur significative, période du pic et période moyenne). Du coup les modèles peuvent encore donner des formes spectrales qui ont, de temps en temps, des erreurs importantes comme cela est illustré en figure 3. L'analyse de ces erreurs est en cours et elle permettra d'arriver à une nouvelle génération de modèles numériques encore plus fiables sur leur estimation de la forme du spectre fréquence direction.

Remerciements

Le SHOM remercie le CETMEF et l'ensemble des services de Météo-France et en particulier le Centre de Météorologie Marine pour la fourniture de mesures d'état de mer et de prévisions de vent, le NOAA/NCEP pour la collaboration sur le développement du modèle WAVEWATCH III et le CEPMMT pour les échanges fructueux sur les paramétrage de l'évolution de l'état de la mer. Les mesures de la campagne SHOWEX ont été obtenues grâce aux efforts de T. H. C. Herbers, W. C. O'Reilly et P.F. Jessen ainsi que les équipes techniques du Scripps Institution of Oceanography et l'équipage du bâtiment *R/V Cape Hatteras*.

Bibliographie

- de Mattos Alves, J. H. G., A saturation-dependant dissipation source function for wind-wave modelling applications. PhD thesis, University of New South Wales, Australia, 2000.
- Alves, J. H. G. M., et Banner, M. L., "Performance of a saturation-based dissipation-rate source term in modeling the fetch-limited evolution of wind waves," *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 33, pp. 1274–1298, 2003.
- Alves, J. H. G. M., Banner, M. L., et Young, I. R., "Revisiting the Pierson-Moskowitz asymptotic limits for fully developed wind waves," *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 33, pp. 1301–1323, 2003.
- Ardhuin, F., 2005, Etat de la mer et dynamique de l'océan superficiel. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France.
- Ardhuin, F., Herbers, T. H. C., et O'Reilly, W. C., "A hybrid Eulerian-Lagrangian model for spectral wave evolution with application to bottom friction on the continental shelf," *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 31, no. 6, pp. 1498–1516, 2001.
- Ardhuin, F., Herbers, T. H. C., O'Reilly, W. C., Jessen, P. F., 2003, "Swell transformation across the continental shelf. part II: validation of a spectral energy balance equation," *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 33, pp. 1940–1953, 2003.
- Ardhuin, F., Herbers, T. H. C., Watts, K. P., van Vledder, G. P., Jensen, R., Graber, H., 2006, "Swell and slanting fetch effects on wind wave growth," en revision pour *J. Phys. Oceanogr.*, manuscript disponible à l'URL: <http://surfouest.free.fr/PAPERS/SHOWEX/>.
- Ardhuin, F., et Jenkins, A. D., "On the effect of wind and turbulence on ocean swell," in *Proceedings of the 15th International Polar and Offshore Engineering Conference*, June 19–24, Seoul, South Korea, vol. III, pp. 429–434, ISOPE, 2005.

- Ardhuin, F., et Jenkins, A. D., "On the interaction of surface waves and upper ocean turbulence," *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 36, no. 3, pp. 551–557, 2006.
- Banner, M. L., Babanin, A. V., et Young, I. R., "Breaking probability for dominant waves on the sea surface," *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 30, pp. 3145–3160, 2000.
- Banner, M. L., Gemmrich, J. R., et Farmer, D. M., "Multiscale measurement of ocean wave breaking probability," *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 32, pp. 3364–3374, 2002.
- Bidlot, J.-R., et Janssen, Peter. Unresolved bathymetry, neutral winds, and new stress tables in wam. Technical Report Memorandum Research Department, R60.9/JB/0400, Research Department, ECMWF, Reading, U. K., 2003.
- Bidlot, J., Abdalla, S., et Janssen, P., "A revised formulation for ocean wave dissipation in CY25R1," Tech. Rep. Memorandum R60.9/JB/0516, Research Department, ECMWF, Reading, U. K., 2005.
- Bouws, E., Günther, H., Rosenthal, W., et Vincent, C. L., "Similarity of the wind wave spectrum in finite depth water. 1. spectral form," *J. Geophys. Res.*, vol. 90, no. C1, pp. 975–986, 1985.
- Collard, F., Ardhuin, F., et Chapron, B., "Extraction of coastal ocean wave fields from SAR images," *IEEE J. Oceanic Eng.*, vol. 30, no. 3, pp. 526–533, 2005.
- Donelan, M. A., Hamilton, J. et Hui, W. H. "Directional spectra of wind-generated waves," *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*, vol. 315, pp. 509–562, 1985.
- Donelan M. A., et Pierson, W. J. Jr, "Radar scattering and equilibrium ranges in wind-generated waves with application to scatterometry," *J. Geophys. Res.*, vol. 92, no. C5, pp. 4971–5029, 1987.
- Forristall, G. Z., "Wave crest distributions: observations and secondorder theory," *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 30, pp. 1931–1943, 2000.
- Forristall, G. Z. et Ewans, K. C., "Worldwide measurement of directional wave spreading," *J. Atmos. Ocean Technol.*, vol. 15, pp. 440–469, 1998.
- Gelci, R., Cazalé, H., et Vassal, J., "Prévision de la houle. La méthode des densités spectroangulaires," *Bulletin d'information du Comité d'Océanographie et d'Etude des Côtes*, vol. 9, pp. 416–435, 1957.
- Hasselmann, K., Barnett, T. P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D. E., Enke, K., Ewing, J. A., Gienapp, H., Hasselmann, D. E., Kruseman, P., Meerburg, A., Müller, P., Olbers, D. J., Richter, K., Sell, W., et Walden, H., "Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North SeaWave Project," *Deut. Hydrogr. Z.*, vol. 8, no. 12, pp. 1–95, 1973. Suppl. A. 8.
- Hwang, P. H., Wang, D. W., Walsh, E. J., Krabill, W. B., et Swift, R. N., "Airborne measurement of the wavenumber spectra of ocean surface waves. part i: spectral slope and dimensionless spectral coefficient," *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 30, pp. 2768–2787, 2000.
- Janssen, P., Bidlot, J.-R., Abdalla, S., and Hersbach, H., 2005, "Progress in ocean wave forecasting at ECMWF," Tech. Rep. Memorandum 478, Research Department, ECMWF, Reading, U. K.
- Komen, G. J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., Janssen, P. A. E. M. 1994, "Dynamics and modelling of ocean waves." Cambridge: Cambridge University Press.
- Kudryavtsev, V. N., et Makin, V. K., "Impact of swell on the marine atmospheric boundary layer," *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 34, pp. 934–949, 2004.
- Pierson, W. J. Jr, et Moskowitz, L., "A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S. A. Kitaigorodskii," *J. Geophys. Res.*, vol. 69, pp. 5,181–5,190, Dec. 1964.
- Sheremet, A., et Stone, G. W., "Observations of nearshore wave dissipation over muddy sea beds," *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. C11, p. 3357, . doi:10.1029/2003JC001885, 2003.
- Sverdrup, H. U., et Munk, W. H., "Wind, sea, and swell: theory of relations for forecasting," Tech. Rep. 601, U. S. Hydrographic Office, Mar. 1947.

Tolman, H.L., "User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 2.22," Tech. Rep. 222, NOAA/NWS/NCEP/MMAB, 2002.

Tolman, H.L., "Treatment of unresolved islands and ice in wind wave models," *Ocean Modelling*, vol. 5, pp. 219–231, 2003.

Tolman, H.L., et Chalikov, D., "Source terms in a third-generation wind wave model," *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 26, pp. 2497–2518, 1996.

van Vledder, G. P., "The WRT method for the computation of non-linear four-wave interactions in discrete spectral wave models," *Coastal Eng.*, vol. 53, pp. 223–242, 2006.

Walsh, E. J., Hancock, D. W., Hines, D. E., Swift, R. N., et Scott, J. F., "An observation of the directional wave spectrum evolution from shoreline to fully developed," *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 17, pp. 1288–1295, 1989.

WAMDI Group, "The WAM model - a third generation ocean wave prediction model," *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 18, pp. 1,775–1,810, 1988.

van der Westhuysen, A. J., Zijlema, M., et Battjes, J. A., "Implementation of local saturation-based dissipation in SWAN," in *Proceedings of the 5th International Symposium Ocean Wave Measurement and Analysis*, Madrid, June 2005, ASCE, 2005.