

# OBSERVATION ET MODÉLISATION NUMÉRIQUE DES ÉTATS DE MER OU VERS UNE DESCRIPTION RÉALISTE DE LA SURFACE MARINE INCLUANT LES DÉFERLEMENTS

par Fabrice ARDHUIN, ingénieur en chef de l'armement, Rudy MAGNE, ingénieur sous contrat et Jean-François FILIPOT doctorant au département de la recherche du SHOM

## RÉSUMÉ

Les travaux de recherche entrepris au SHOM depuis 2002 ont permis une amélioration significative de la prévision des états de mer à grande échelle et en zone côtière. Les développements ont jusqu'à présent porté sur un paramétrage empirique des phénomènes de dissipation associés au frottement air-mer, et au déferlement. En particulier, les résultats de modèles prédictifs, fondés sur une représentation spectrale de l'état de la mer, sont désormais cohérents avec les observations et certains comportements déduits des mesures de la rugosité de la surface par les altimètres satellites. Ces avancées sont décrites tout en soulignant le très faible nombre de mesures disponibles pour certains paramètres, en particulier les directions des vagues, et l'imperfection des modèles associée au caractère empirique du calcul de la dissipation par déferlement. Sur ce point, les développements en cours permettront, dans les quelques années qui viennent, d'obtenir une prévision fiable des statistiques d'occurrence du déferlement des vagues de différentes échelles. Une discussion prospective des applications découlant de cette nouvelle capacité souligne l'intérêt de ces prévisions pour la dissipation d'énergie associée au déferlement. Au delà de cet aspect, cette modélisation explicite du déferlement ouvre aussi la voie à de nombreuses applications importantes qui sont évoquées ici : correction de mesures par télédétection et modélisation de la surface océanique associée (albédo, vitesse de surface, température de brillance et donc mesure de la salinité ou imagerie infrarouge), estimation du bruit ambiant d'origine météorologique, génie océanique (caractérisation des efforts d'impact et de la fatigue des structures qui y est associée), étude du climat (modélisation des échanges gazeux, y compris des gaz à effet de serre, entre océan et atmosphère).

## ABSTRACT

*Research at SHOM since 2002 has led to significant improvement in the quality of large scale sea state models, with beneficial impacts on coastal results. So far work has been focused on empirical parameterization of dissipative processes related to air-sea friction and wave breaking. Besides significant wave heights and mean periods, today's wave spectral models are now capable of reproducing surface roughness changes with wind speed and wave height that are observed with radar altimeters. This progress is described here. Of particular concern for further work is the lack of wave observations for some parameters, in particular the directional distribution of wave energy, and the yet empirical nature of the wave breaking parameterizations. For that aspect, ongoing research should yield, in the next few years, new forecasting methods for the statistics of breaking waves of different scales. New applications are likely to emerge from this novel capability. These include the correction of remote sensing observations (albedo, surface velocities, brightness temperature used to estimate sea surface salinity ...), the estimation of weather-related ambient noise, the calculation of forces on structures and the estimation of air-sea fluxes of gases and aerosol production.*



## 1. INTRODUCTION

Il est remarquable que cette même revue ait publié, il y a près d'un siècle, la première méthode satisfaisante pour la prévision des houles (Gain AH n° 704 3<sup>e</sup> série Tome deuxième 1918) ainsi que sa vérification grâce au premier service opérationnel de prévision des houles, celui mis en place au Maroc après la première guerre mondiale (Montagne AH n° 709 3<sup>e</sup> série Tome cinquième 1922). Il convient aussi de citer un autre article historique, publié dans le Bulletin du COEC (Comité central d'Océanographie et d'Étude des Côtes), faisant la première description des modèles numériques modernes de prévision de l'état de la mer (Gelci et al. 1957), tels qu'ils sont utilisés encore aujourd'hui. Cette modélisation est fondée sur la notion de spectre. En tout point de la surface océanique, le spectre est une décomposition de l'énergie des vagues selon les périodes et directions des vagues. La modélisation de l'état de mer consiste alors à décrire l'évolution dans le temps et dans l'espace de l'énergie de chacune de ces composantes.

En près d'un siècle le progrès a été fulgurant. On comprend, au moins qualitativement, comment les vagues sont générées par le vent (Miles 1958, groupe WISE 2007), comment elles évoluent en se dispersant et se déformant (Barber et Ursell 1948, Hasselmann 1962, Dulov et Kosnik 2009). Les mécanismes de dissipation ne font pas encore l'objet d'un consensus, mais entre le déferlement des vagues (Melville 1994), le frottement à l'interface air-mer (Ardhuin et al. 2009), qui dissipe la houle, et les phénomènes particuliers associés aux vagues plus courtes (Kudryavtsev et al. 1999), nous avons probablement une compréhension générale des principaux phénomènes. La compréhension quantitative de la génération, de l'évolution et de la dissipation est toutefois assez sommaire et la quantité d'énergie gagnée ou perdue

par un train de vagues du fait de l'un de ces effets n'est probablement connue qu'avec une erreur relative supérieure à 50 %. Malgré cela, les savants de la première moitié du XX<sup>e</sup> siècle auraient été abasourdis par la précision des prévisions actuelles des états de mer qui ne cesse de s'améliorer. Lorsque l'on considère des valeurs moyennes sur 3 heures, la prévision immédiate de la hauteur significative des vagues ( $H_s$ ) atteint ainsi des précisions de 5 % au milieu des zones d'alizé, et cette précision est meilleure que 10 % sur la moitié de la surface des océans (figure 1).

Certes, cette amélioration doit beaucoup à celle de la météorologie en général, qui s'appuie largement sur des moyens d'observations, des méthodes numériques performantes (assimilation de données), une meilleure compréhension des phénomènes atmosphériques et des moyens de calcul qui se développent très rapidement. C'est aussi la méconnaissance des vents côtiers qui limite souvent la précision des prévisions côtières des états de mer. C'est particulièrement le cas pour les côtes bordées de reliefs élevés dans des mers semi fermées, comme par exemple en mer Ligure, en Adriatique, ou sur la côte sud de la Crimée. Une partie importante des améliorations récentes est toutefois associée à une meilleure compréhension de l'évolution des vagues (Janssen 2008, Ardhuin et al. 2009, Magne et Ardhuin 2008). Nous en rappellerons les grandes lignes en partie 2. Par ailleurs, la performance qui consiste à obtenir un résultat à 10 % près à partir de théories qui individuellement ne donnent qu'un résultat à 50 % près ou pire, n'est pas que le résultat de la théorie des grands nombres avec beaucoup d'erreurs indépendantes qui s'annulent en moyenne. C'est aussi le fruit d'une analyse de nombreuses observations et de la calibration lucide des paramètres du modèle. Or la  $H_s$  n'est pas le seul paramètre qui définit l'état de la mer et d'autres aspects

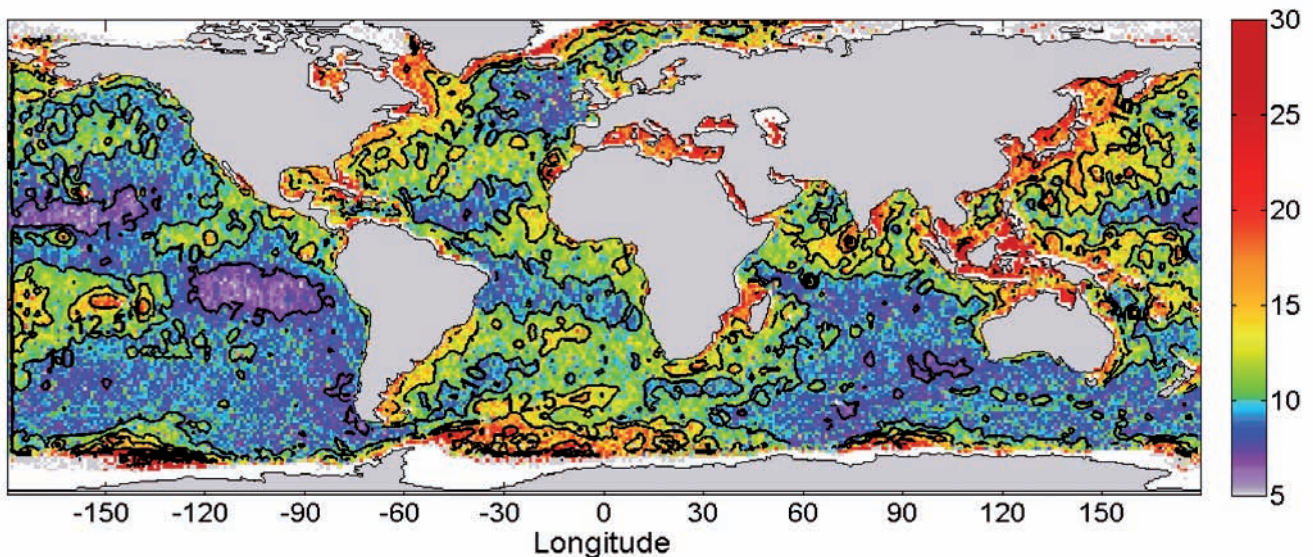


Figure 1 : Moyenne des erreurs du modèle constatées sur l'année 2007, normalisée par la moyenne des observations (en %). Les observations sont issues de tous les altimètres en vol (voir Rascle et al. 2008 pour la méthode). Le modèle est le domaine global à 0,5° de résolution mis en oeuvre par le SHOM dans le cadre du projet Prévimer (<http://www.previmer.org>). Outre les erreurs dans les mers fermées qui sont en partie associées à la faible résolution du modèle, des erreurs importantes subsistent dans les zones de forts courants (qui ne sont pas pris en compte ici), autour de l'Antarctique (probablement du fait de la présence d'icebergs, qui ne sont pas représentés ici), et sur les bords ouest des bassins. Ce dernier point peut être lié à un biais du paramétrage et/ou l'absence de prise en compte de la stabilité atmosphérique (eau plus chaude que l'air).

sont malheureusement assez mal prévus, en particulier parce qu'ils sont encore peu observés. C'est ainsi le cas de la distribution angulaire de l'énergie des vagues, qui est toutefois déterminante pour la hauteur des vagues à la côte. Nous discuterons ainsi en partie 3 de l'apport de nouvelles méthodes d'observations et nous finirons, en partie 4, par des perspectives offertes par leur utilisation, en particulier via une prévision réaliste des statistiques de déferlement.

## 2. PARAMÉTRAGE DES PHÉNOMÈNES D'ÉVOLUTION DES VAGUES

### 2.1. Génération des vagues par le vent

Les variations de pression à la surface de la mer, qui engendrent les vagues, ont fait l'objet de quelques campagnes de mesure, très délicates, qui renseignent sur la vitesse de croissance des vagues pas trop courtes, en l'absence de forte houle et pour des vents assez faibles, de moins de 10 m/s (Snyder et al. 1981, Hasselmann et Bosenberg 1991). La généralisation de ces observations aux vents plus forts s'appuie donc sur des théories qui ne peuvent être validées que par des paramètres indirects comme la tension de vent, qui est à peu près l'intégrale du flux d'énergie vent-vagues divisée par la vitesse de phase des vagues. Malheureusement cette tension est elle-même difficile à mesurer pour des vents dépassant 25 m/s (Powell et al. 2003). Le peu d'observations permet donc une assez grande liberté dans le choix des paramétrages. Les modélisations numériques indiquent que pour les vagues dominantes le paramétrage de Janssen (1991) est probablement du bon ordre de grandeur (Arduin et al. 2007). Toutefois, plusieurs études montrent qu'il est trop élevé pour les vagues les plus courtes, rendant impossible l'équilibre observé pour des dissipations réalistes (Banner et Morison 2006, Arduin et al. 2008).

### 2.2. Évolution non-linéaire des vagues

L'évolution des vagues est a priori bien connue théoriquement depuis les travaux de Hasselmann (1962), même si elle révèle encore des surprises en eau peu profonde (Janssen et Onorato 2007), ou bien pour les vagues courtes (Dulov et Kosnik 2009). Le problème pratique est plutôt le calcul rapide du terme d'évolution théorique, qui reste encore un peu trop coûteux pour les moyens de prévision utilisés généralement par les centres de prévision météorologique. Ce calcul est désormais faisable à grande échelle avec des résolutions acceptables en utilisant les moyens de calcul les plus performants. La règle est donc, encore pour quelques années, l'usage de l'ingénieux paramétrage de Hasselmann et al. (1985), qui introduit des erreurs notoires : un élargissement du spectre en fréquence et direction, ainsi qu'un transfert d'énergie trop fort vers les vagues courtes.

### 2.3. Dissipation de l'énergie des vagues

Enfin, les processus dissipatifs qui reçoivent enfin un intérêt digne de leur importance, commencent à être mesurés plus ou moins directement. En particulier, la première mesure fiable de la « rapidité » avec laquelle la houle est dissipée vient d'être réalisée par Arduin et al. (2009). Les guillemets

sont là pour souligner que ce phénomène est tout de même assez lent et ne se détecte qu'à l'échelle des bassins océaniques après quelques jours de propagation. La distance de propagation sur laquelle des houles longues, de 13 à 18 s de période, perdent la moitié de leur énergie varie de 2 000 à plus de 20 000 km en fonction de la cambrure de la houle (figure 2).

La dissipation de la houle, si elle n'est pas prise en compte, entraîne des erreurs moyennes de l'ordre de 1 m sur la hauteur significative, et ce dans tous les bassins océaniques.

L'autre phénomène essentiel qui dissipe l'énergie des vagues est le déferlement. Pour des vagues de longueurs d'onde supérieures à 1 m ce déferlement est accompagné de formation : de bulles, d'embruns et d'écume qui sont facilement visibles, avec une signature acoustique caractéristique. Les vagues plus courtes déferlent aussi mais leur signature est moins facile à mettre en évidence car il n'y a pas de bulles d'air entraînées dans l'eau. On peut tout de même en trouver la signature sur des images infrarouge : la variation de quelques dixièmes de degré, associée à l'effet de peau de la surface océanique, est en effet supprimée par un renouvellement de la surface.

L'étude quantitative du déferlement est en pleine expansion et fait l'objet de nombreux travaux expérimentaux. Il reste toutefois difficile de relier des mesures statistiques du déferlement au spectre d'état de mer. Par petits fonds, les relations empiriques montrent une forte relation entre la cambrure des vagues et la probabilité de déferlement, sans distinction de période (Thornton et Guza 1983). En eau profonde, l'avancée essentielle en la matière est le travail de Banner et al. (2000) qui ont montré, sur la base d'un assez grand nombre d'observations (océan austral et mer Noire), que la cambrure moyenne des vagues dominantes était liée à leur probabilité de déferlement. Les travaux en cours au SHOM visent à réconcilier ces deux approches et définir un paramétrage générique de la probabilité de déferlement en fonction du spectre des vagues. C'est en particulier le travail réalisé par J.F. Filipot, dans le cadre de sa thèse. La figure 3 montre ainsi un assez bon accord avec ce paramétrage générique et les observations rassemblées par Banner et al. (2000), ainsi que des observations par plus petits fonds.

## 3. QUELLES OBSERVATIONS POUR METTRE AU POINT LES MODÈLES DE DEMAIN ?

L'observation *in situ* reste indispensable, ne serait-ce que pour la validation et calibration des méthodes de mesure par télédétection. Cela demande des instruments robustes, tels que les bouées houlographes (figure 4a), qui fournissent déjà un ensemble important de paramètres : répartition de l'énergie en fonction des fréquences, directions moyennes et étalement directionnel.

Toutefois, les bouées ou tout instrument ponctuel ne peuvent donner beaucoup de détails sur la répartition angulaire de l'énergie des vagues. Or ces détails peuvent modifier considérablement l'état de la mer, en particulier lors de la propagation vers une côte découpée (figure 5).

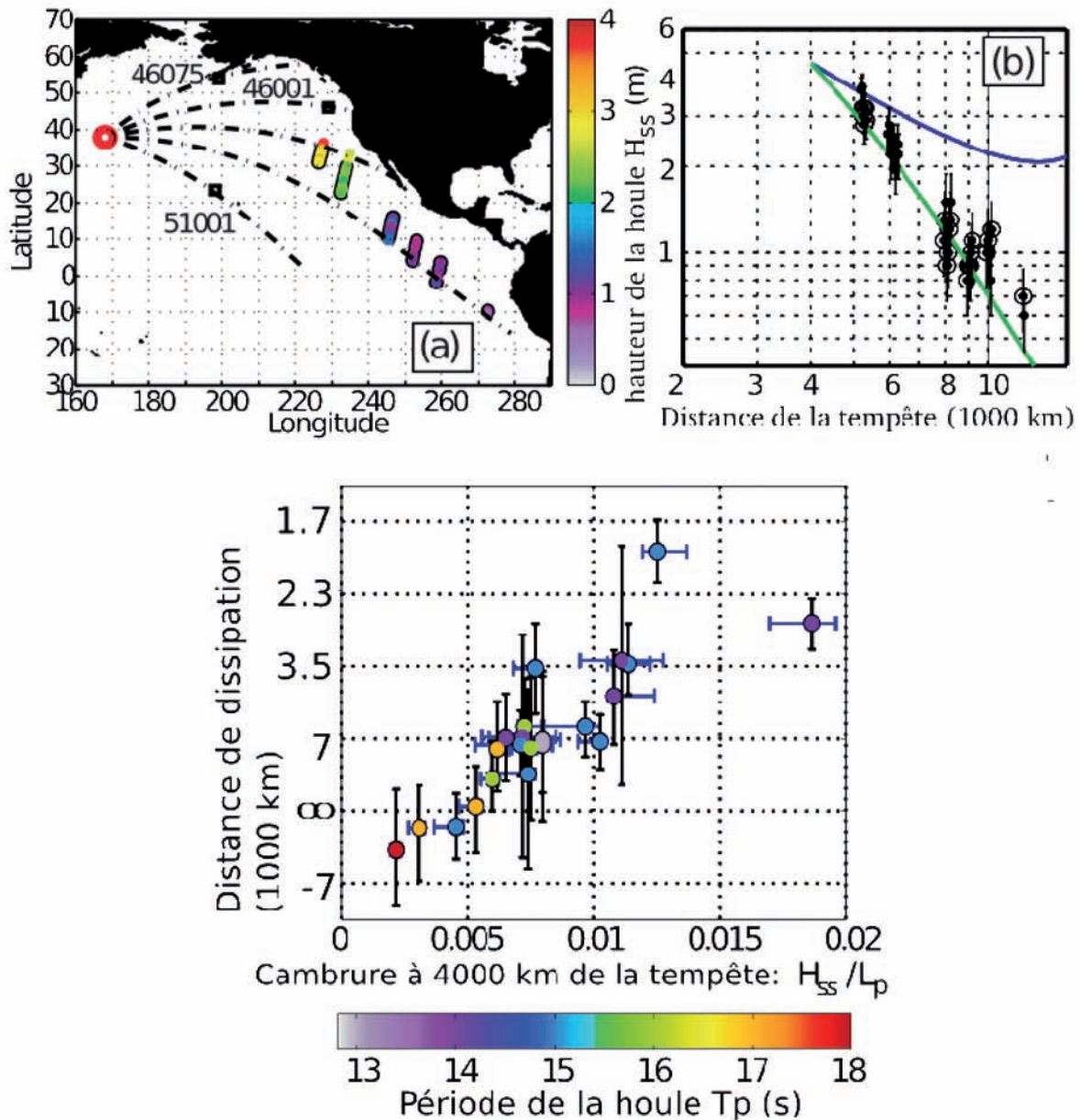


Figure 2 : En haut à gauche, exemple de suivi d'un champ de houle par le satellite ENVISAT. Cette houle a été générée par la tempête du 12 février 2007 dans le Pacifique nord-ouest (rond rouge). Les observations ont été sélectionnées pour correspondre à la date d'arrivée, dans le champ de vue du satellite, de houles de 15 s de période. En haut à droite, décroissance de la hauteur des vagues de ce même champ de houle en fonction de la distance. En absence de dissipation la décroissance doit suivre la ligne bleue. La ligne verte correspond à une dissipation constante. Ce taux de dissipation a été estimé pour 10 tempêtes et plusieurs périodes. Ces estimations sont résumées en bas. La distance de dissipation est la distance sur laquelle la moitié de l'énergie est perdue. Les distances négatives correspondent à un gain d'énergie. La cambrure de la houle est définie comme le rapport de la hauteur  $H_{ss}$  et de la longueur d'onde  $L_p$  des vagues dominantes.

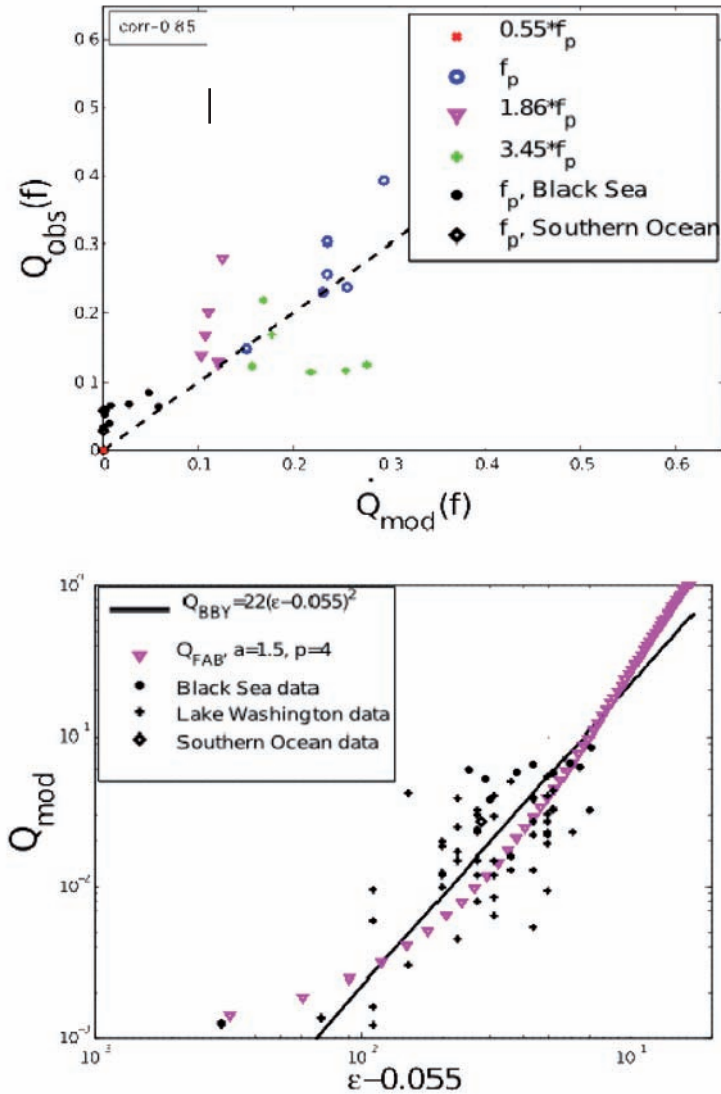


Figure 3 : En haut, comparaison entre les probabilités de déferlement  $Q$  observées et modélisées par le paramétrage de Filipot et al. (2009), pour différentes fréquences de vagues, dans le cas du lac George (lac peu profond en Australie). En bas : comparaison du même paramétrage avec les observations, en fonction de la cambrure  $\epsilon = 3,14 H_p/L_p$  des vagues dominantes (ce paramètre est ici un facteur 3,14 plus grand que celui utilisé pour la houle en figure 2).

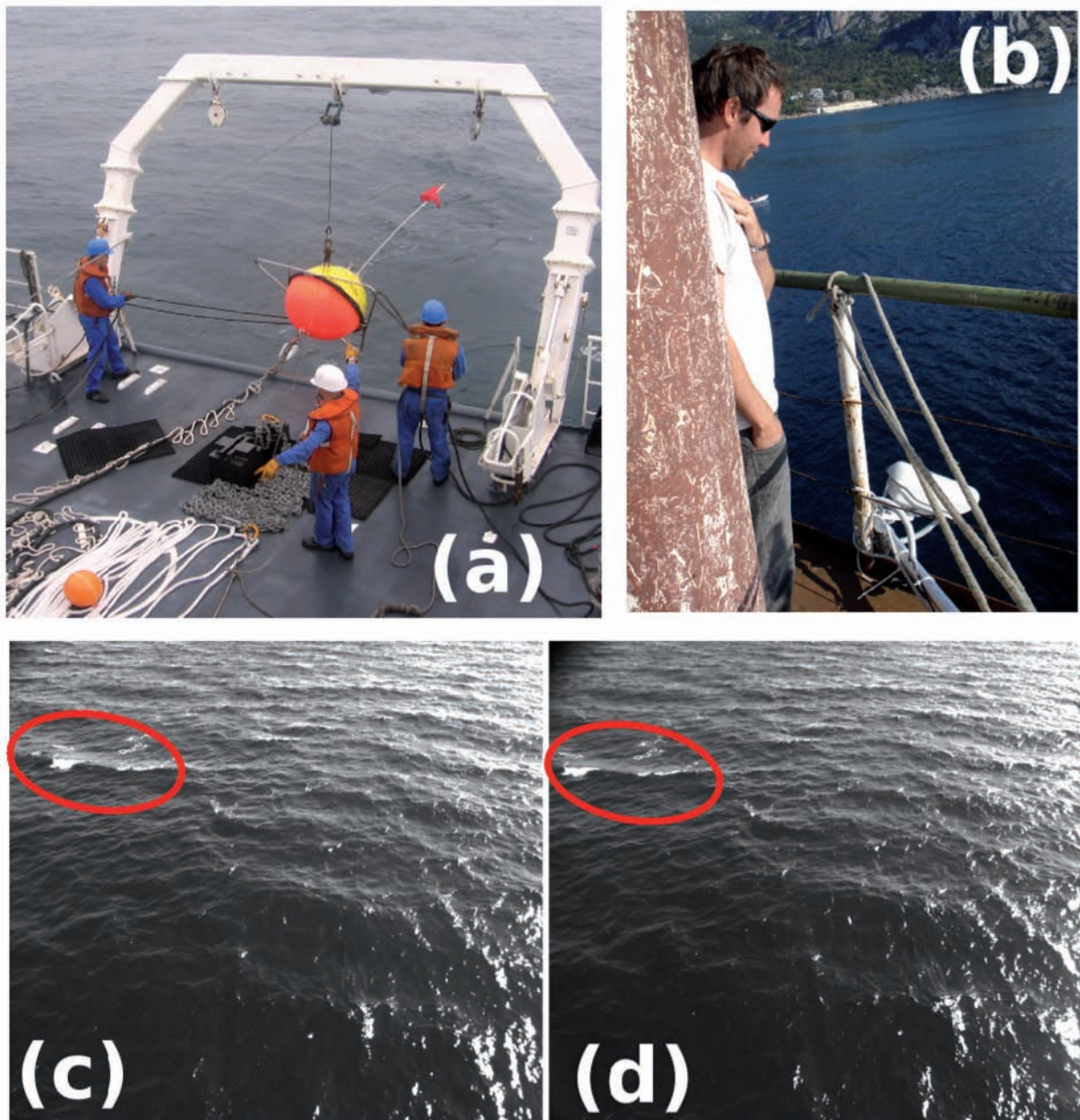


Figure 4 : Instrumentation pour la mesure des vagues. (a) bouée houlographe mise à l'eau à partir du BH2 *Lapérouse* en 2007, (b) caméra vidéo sur la plateforme de recherche du Marine Hydrophysics Institute (Sébastopol, Ukraine, le 30 septembre 2009, Jean-François Filipot donne l'échelle), (c) et (d) vue de la surface par une paire de caméras, en stéréo. Outre les reflets du soleil en bas à droite de l'image on voit la présence d'écume associée au déferlement (entouré en rouge).

L'imagerie radar, à partir de radars de navigation ou de radars à synthèse d'ouverture, permet d'accéder à ces détails, mais la relation entre l'élévation de la surface et la section efficace radar n'est pas simple (Krogstad 1992, Dankert et Rosenthal 2004).

Une source intéressante et quasiment inexploitée est aussi offerte par le bruit de fond sismique enregistré par les sismographes large bande. En effet, entre deux séismes, qui sont heureusement peu fréquents, les stations sismiques enregistrent les « microséismes » provoqués par les variations de pression associées aux trains d'ondes de directions opposées et de même période.

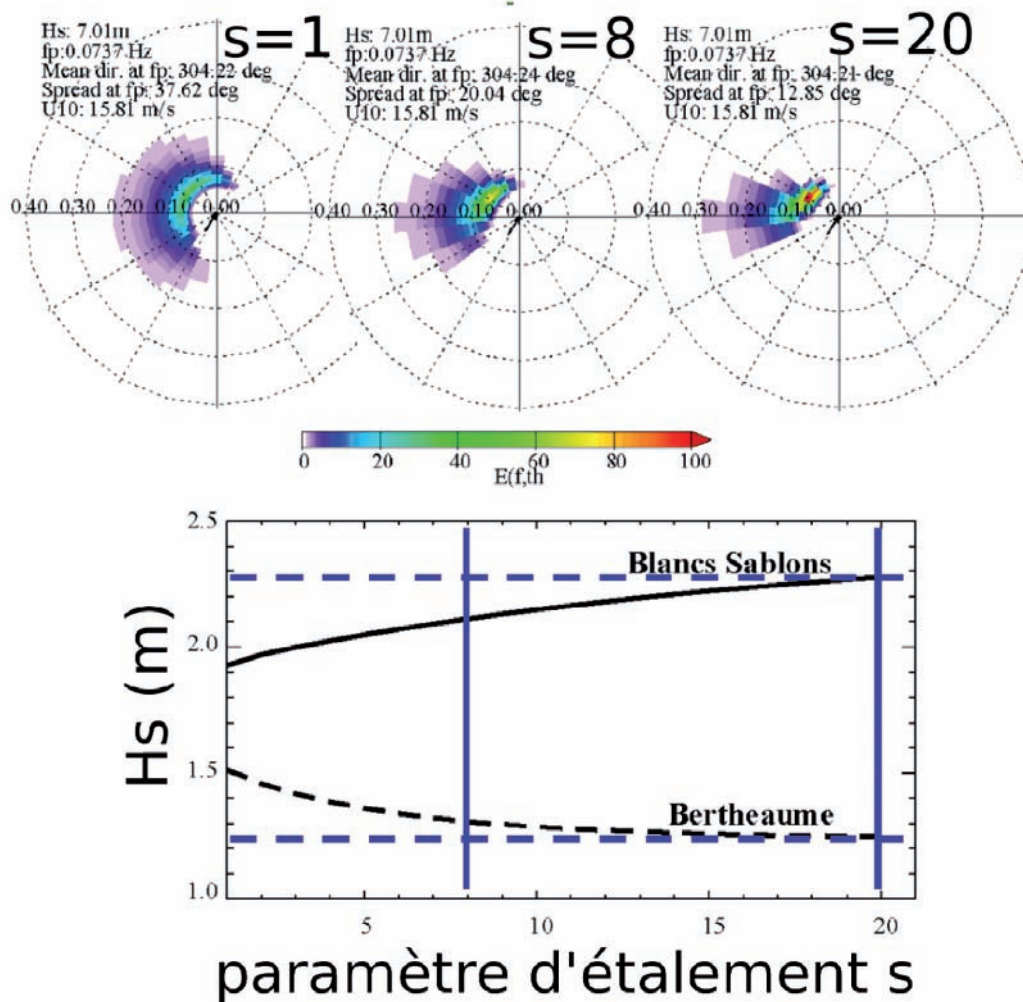


Figure 5 : Effet attendu de la directionnalité des vagues sur les hauteurs de vagues à la côte. Un état de mer au large du Finistère est prescrit par un spectre d'énergie (en haut), de la forme  $E(f, \theta) = E(f) \cos^{2s}[(\theta - \theta_m)/2]$ . En modifiant la largeur angulaire du spectre, définie par le paramètre  $s$ , les hauteurs prévues à la côte peuvent varier sensiblement sur deux sites exposés soit au nord-ouest (Blancs Sablons) soit au sud-ouest (Bertheaume). Une telle variation du spectre au large peut se mesurer avec une bouée houlographe. Par contre la bouée ne verra pas des variations plus subtiles (pics multiples pour différentes directions) qui peuvent tout autant modifier l'état de mer à la côte.

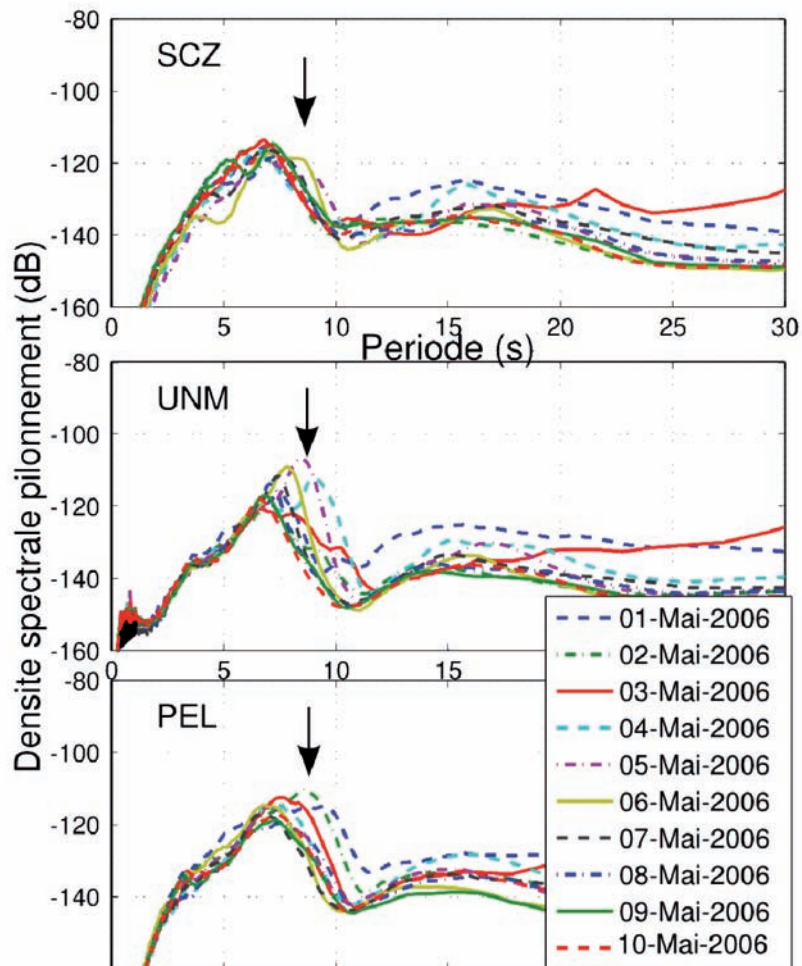


Figure 6 : Spectres de déplacement vertical enregistré par les stations sismiques du réseau GEOSCOPE, situées à terre (données traitées et fournies par E. Stutzmann) : PEL (Chili), UNM (Mexique) et SCZ (Californie, États-Unis). Les spectres sont moyennés sur une journée. Le 2 mai, on voit très clairement un signal sismique de période 8,5 s (flèche). Ce signal sismique coïncide avec l'arrivée d'une houle de période double (17 s) au même instant au large de la station PEL, comme prévu par la théorie (Longuet-Higgins et Ursell 1948). Cette houle a été générée par une tempête située entre la Nouvelle Zélande et le Cap Horn (58°S 150°W) le 27 avril ; elle est très bien vue par le radar d'ENVISAT. Cette même houle arrive au sud du Mexique 3 jours plus tard, le 5 mai, puis en Californie entre le 6 et le 7. On peut ainsi suivre cette houle jusqu'en Alaska. Pour chaque sismographe, de PEL au sud à SCZ au nord, le maximum d'agitation terrestre coïncide avec l'arrivée de la houle à la côte la plus proche.

La période sismique est alors la moitié de la période de la houle. Ce phénomène bien connu (Bernard 1937) explique la partie la plus énergétique du spectre sismique pour des périodes de 4 à 10 s (houles de 8 à 20 s).

Sans donner accès à la répartition angulaire détaillée, cette mesure apporte donc, pour chaque période, une information sur la présence de houles opposées. Il semble que la source principale de ces microséismes est située au voisinage des côtes (figure 6). Ainsi il a été démontré que l'on peut reconstruire, dans certaines conditions la hauteur des vagues à partir de l'amplitude du bruit sismique (Bromirski et al. 1999). Ainsi, au large de San Francisco, des vagues de hauteur significative 1 m produisent un déplacement significatif de 1 micron à la station de Berkeley. Cette reconstitution des hauteurs de houle doit encore être validée pour d'autres sites, ce qui n'est pas simple : la station MPG du réseau Géoscope, située en Guyane, enregistre des signaux correspondant à la houle du Pacifique, atténués de seulement 30 dB par rapport aux signaux enregistrés sur la côte Pacifique elle-même. Les houles de très grande période ( $T > 15$  s) étant peu nombreuses on peut s'appuyer sur un modèle d'état de mer pour discriminer les différentes sources possibles.

Toutefois, les modèles actuels négligent la réflexion des vagues à la côte. Cela n'est pas très grave pour prévoir la hauteur des vagues car on néglige de 2 à 20 % de l'énergie ce qui fait une erreur de 1 à 10 % sur la hauteur des vagues. Par contre, si on veut estimer l'intensité de la source sismique, ces quelques pour cents sont déterminants. Sans réflexion à la côte le modèle prévoit une source sismique nulle. Modéliser cette réflexion demande de connaître la morphologie de la côte, en particulier la pente des falaises ou des plages. On peut probablement déduire cette réflexion des mesures sismiques, et donc indirectement la nature géomorphologique des côtes. Cette estimation, possible avec un sismographe, n'est pas réalisable avec un houlographe, qui n'est assez précis, sauf si la réflexion dépasse environ 20 %.

Depuis l'espace, une mesure du spectre directionnel est possible en exploitant la modulation du signal reçu par un radar à ouverture réelle. C'est le principe du radar à vagues SWIM qui sera embarqué sur la mission spatiale China-France Ocean Satellite (CFOSAT). Cette modulation est intrinsèquement plus simple que celle obtenue après ouverture synthétique. CFOSAT devrait ainsi fournir la première cartographie globale des propriétés directionnelles des vagues y compris dans les tempêtes, là où le SAR était rendu aveugle par les vitesses rapides de la surface. Toutefois les mesures de CFOSAT demandent tout de même une calibration et validation. Ces travaux seront effectués grâce à des vols aéroportés, ainsi que par le développement de méthodes plus fines pour la mesure directionnelle. Dans ce contexte le SHOM, en partenariat avec l'Ifremer, évalue les capacités de méthodes stéréo-vidéo (Benetazzo 2006, Fedele et al. 2008). Une synchronisation à moins de 1 ms de deux caméras peut permettre une restitution de la surface de la mer en quatre dimensions : les trois dimensions de l'espace et le temps. Des premiers essais à la mer sur la plateforme du Marine Hydrophysics Institute, au large de Katsiveli, à l'extrémité sud de la Crimée, se sont déroulés du 20 septembre au 6 octobre 2009 (figure 4b,c,d). La zone commune aux deux champs de vue est d'environ 20 par 20 mètres pour une hauteur des caméras de 11 m au dessus de la mer et une séparation de 2 m entre les deux caméras.

Les traitements sont en cours pour reconstituer l'évolution de la surface. Ce nouveau type de données peut être traité comme des données classiques de réseau de perche à houle en considérant les séries temporelles d'élévation aux différents points de l'image, ce qui permet une résolution fine (de l'ordre de  $10^\circ$ ) du spectre directionnel pour des vagues de longueur d'ondes entre quelques pixels (ici 30 cm environ) et quelques fois la taille de la zone de couverture commune (Herbers et Guza 1990). Ce genre de technique permet ainsi de résoudre le spectre de vagues plus longues que la taille de la zone vue en exploitant la quasi-linéarité des vagues. Par ailleurs la vidéo montre aussi les déferlements (figure 4c, d). La combinaison de la surface en 4 dimensions avec la détection des déferlements devrait ainsi permettre d'affiner le modèle de Filipot et al. (2009) pour le paramétrage des déferlements, mais aussi d'estimer directement la dissipation d'énergie dans une vague déferlante.

Au delà de l'utilisation faite pour estimer la couverture d'écume à la surface de la mer, l'amélioration continue des caméras vidéo (résolution, fréquence d'acquisition) dans le domaine optique ou infrarouge permet désormais une mesure quantitative des vagues. Le traitement numérique de ces observations et l'automatisation de la détection et caractérisation des déferlements (Mironov et al. 2006) ouvrent ainsi des possibilités énormes à l'étude des vagues avec un saut qualitatif important de la série temporelle en un point à la surface en quatre dimensions. Il reste toutefois la question pratique du support sur lequel installer de tels systèmes vidéo. Peu de plateformes de mesure en mer sont encore en activité et il est probable que des plateformes pétrolières, des navires d'opportunité ou des navires océanographiques seront nécessaires pour réaliser des mesures en routine, telles que nécessaires dans un plan de calibration-validation de missions spatiales. Pour l'embarquement sur navire, il reste toutefois à démontrer la robustesse de tels systèmes aux mouvements de plateforme.

#### 4. ETATS DE MER ET APPLICATIONS

La prévision des états de mer est liée historiquement à la sécurité de la navigation militaire et de commerce. Pour ces applications, on s'intéresse alors d'abord à la hauteur significative des vagues et à la période moyenne, mais aussi à la décomposition de l'état de mer en mer du vent et houles caractérisées par des hauteurs, périodes et directions, car le mouvement d'un navire dans un état de mer dépend fortement de ses dimensions par rapport aux longueurs d'ondes des vagues. Toute activité marine est utilisatrice des prévisions des états de mer sous différentes formes. Ainsi le remorquage de grandes installations (barges, plateformes de forage) et leur utilisation peut demander des informations détaillées sur la hauteur des crêtes, l'énergie des ondes longues qui peuvent susciter des résonances dans les ancrages.

Le développement des techniques de télédétection est aussi un utilisateur potentiel important pour la modélisation des états de mer. Ainsi, alors que les marées étaient une source d'erreur importante au début des missions d'altimétrie spatiale, la mesure du niveau de la mer par altimétrie est aujourd'hui limitée par le biais d'état de mer (Vandemark et al. 2002). Demain, l'état de la mer jouera probablement, pour la

mesure de la salinité de surface depuis l'espace, le rôle qu'a pu jouer la marée au début de l'aventure altimétrique : la sensibilité de la température de brillance à la forme de la surface est telle que la simple correction en fonction du vent ne sera peut-être pas suffisante pour arriver à la précision voulue. La modélisation des états de mer est désormais assez fiable, même pour des vagues assez courtes de 3 à 10 m de longueur d'onde, pour estimer la pente moyenne de la surface qui intervient dans l'erreur de mesure de la salinité (Reul et Chapron 2003). Toute mesure par télédétection présente des biais d'état de mer qui devraient pouvoir être corrigés ; c'est aussi le cas de la mesure du courant de surface par effet Doppler (Chapron et al. 2005). Cette meilleure compréhension de la surface océanique devrait aussi bénéficier à l'ensemble des techniques radar, en permettant aussi de mieux supprimer le « fouillis » de mer.

Enfin les états de mer jouent un rôle important dans le mélange à la surface de l'océan et la circulation littorale avec des effets qui commencent à être bien compris (Rascle et Ardhuin 2009, Ardhuin et al. 2009, Ardhuin et al. 2008), mais le sujet est loin d'être épuisé. Ainsi l'amplitude des ondes longues forcées par les vagues, responsable de la génération des seiches dans les petits ports (Okhiro et al. 1993), et la circulation littorale peuvent être reliées empiriquement aux paramètres d'état de mer, mais leur explication détaillée et quantitative n'est pas encore résolue. La structure verticale des courants littoraux et leur rôle dans les échanges entre la côte et le large sont encore très mal connus : c'est pourtant le véhicule des sels minéraux, nutriments, plancton et polluants, ce qui rend la gestion des zones côtières très délicate.

L'utilisation de la prévision des états de mer devrait donc trouver de nouvelles et nombreuses applications dans les années qui viennent en s'enrichissant. La prévision des statistiques de déferlement est en particulier un enjeu important pour l'interprétation de la télédétection mais aussi l'estimation des flux de gaz, oxygène et gaz à effet de serre, à la surface de la mer.

### REMERCIEMENTS

Les déploiements in situ du SHOM ont été réalisés grâce aux précieux concours de David Corman et de l'ensemble du service MGS de soutien du SHOM. L'expérience Katsivelli-4D-2009 a été financée par le Centre National d'Études Spatiales dans le cadre de la mission CFOSAT, avec la participation d'Alvise Benetazzo (PROTECNO Srl) et d'Alessio Boscolo (PHOENIX). Enfin, les études dont il a été question ici ne seraient pas possibles sans la fourniture de données à titre gracieux par les agences spatiales européenne (ESA) et française (CNES) ainsi que l'U.S. Navy, les différents organismes réalisant des mesures à la mer et le développement du code WAVEWATCH III, d'abord écrit par Hendrik Tolman du service météorologique des États-Unis (NOAA/NWS/NCEP) et maintenant développé en partenariat avec le SHOM.

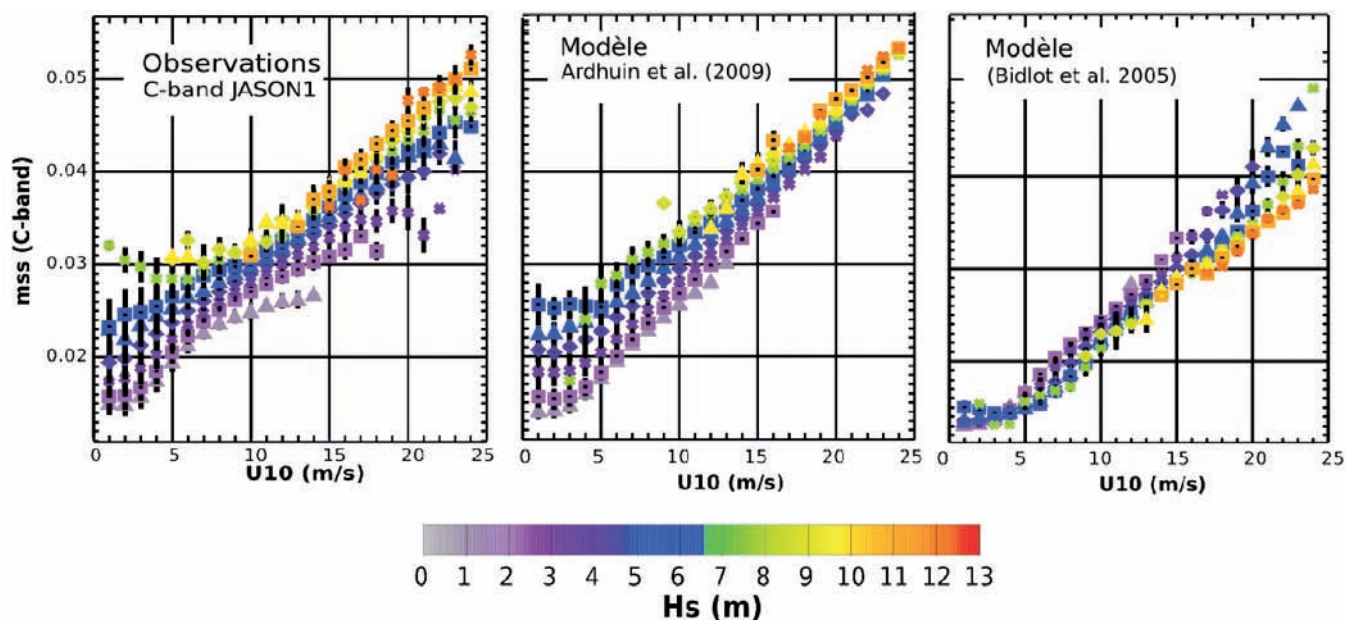


Figure 7 : Variation de la pente moyenne de la surface (mss) déduite de mesures altimétriques en bande C (satellite JASON-1, à droite) et modélisées (au centre et à droite). 6 mois d'observations sur l'ensemble du globe ont été regroupés par classes de vitesse de vent (abscisse) et hauteur de vagues (couleurs). Clairement le modèle de Ardhuin et al. (2009) reproduit une partie de la variabilité observée en fonction du  $H_s$ , alors que le modèle plus ancien de Bidlot et al. (2005) ne permet pas de retrouver cette variabilité.

## BIBLIOGRAPHIE

F. ARDHUIN, F. COLLARD, B. CHAPRON, P. QUEFFEULOU, J.-F. FILIPOT and M. HAMON: «Spectral wave dissipation based on observations: a global validation». In Proceedings of Chinese-German Joint Symposium on Hydraulics and Ocean Engineering (Darmstadt, Germany, pp. 391-400 2008).

F. ARDHUIN, B. CHAPRON and F. COLLARD: «Observation of swell dissipation across oceans» *Geophys. Res. Lett.* (Vol. 36, p. L06607, 2009).

F. ARDHUIN, L. MARIÉ, N. RASCLE, P. FORGET and A. ROLAND: «Observation and estimation of Lagrangian, Stokes and Eulerian currents induced by wind and waves at the sea surface» *J. Phys. Oceanogr.* (2009; sous presse. <http://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00331675/>).

F. ARDHUIN, E. ROGERS, A. BABANIN, J.-F. FILIPOT, R. MAGNE, A. ROLAND, A. VAN DER WESTHUYSEN, P. QUEFFEULOU, J.-M. LEFEVRE, L. AOUF and F. COLLARD: «Semi-empirical dissipation source functions for wind-wave models: part i, definition, calibration and validation». *J. Phys. Oceanogr.* (accepted with minor revisions, 2009).

M. L. BANNER, A. V. BABANIN and I. R. YOUNG: «Breaking probability for dominant waves on the sea surface». *J. Phys. Oceanogr.* (Vol. 30, pp. 3145-3160, 2000).

M. L. BANNER and R. P. MORISON: «On modelling spectral dissipation due to wave breaking for ocean wind waves» In Proceedings of the 9<sup>th</sup> International workshop on wave hind-casting and forecasting (Victoria, Canada, 2006).

N. F. BARBER and F. URSELL: «The generation and propagation of ocean waves and swell. I wave periods and velocities». *Phil. Trans. Roy. Soc. London A* (Vol. 240, pp. 527-560, 1948).

A. BENETAZZO: «Measurements of short water waves using stereo matched image sequences». *Coastal Eng.* (Vol. 53, pp. 1013-1032, 2006).

P. BERNARD: «Relation entre la houle sur la côte nord du Maroc et l'agitation microséismique en Europe occidentale». *C. R. Acad. Sci. Paris* (Vol. 205, pp. 163-165, 1937).

J. BIDLOT, S. ABDALLA and P. JANSSEN: «A revised formulation for ocean wave dissipation in CY25R1». *Tech. Rep. Memorandum* (R60.9/JB/0516 Research Department, ECMWF, Reading, U. K., 2005).

P. D. BROMIRSKI, R. E. FLICK and N. GRAHAM: «Ocean wave height determined from inland seismometer data: implications for investigating wave climate changes in the NE Pacific». *J. Geophys. Res.* (Vol. 104, no. C9, pp. 20753-20766, 1999).

B. CHAPRON, F. COLLARD and F. ARDHUIN: «Direct measurements of ocean surface velocity from space: interpretation and validation». *J. Geophys. Res.* (Vol. 110, no. C07008, 2005. doi: 10.1029/2004JC002809).

F. COLLARD, F. ARDHUIN and B. CHAPRON: «Monitoring and analysis of ocean swell fields using a spaceborne SAR: a new method for routine observations». *J. Geophys. Res.* (Vol. 114, p. C07023, 2009).

V. A. DULOV and M. V. KOSNIK: «Effects of three-wave interactions in the gravity-capillary range of wind waves» (Vol. 45, no. 3, pp. 380-391, 2009).

F. FEDELE, G. GALLEGO, A. BENETAZZO, A. YEZZI and M. A. TAYFUN: «Euler characteristics and maxima of oceanic sea states». In Proceedings of the Rogue waves workshop (October 2008, Brest, France, pp. 145-154, Ifremer, 2009).

J.-F. FILIPOT, F. ARDHUIN and A. BABANIN: «A unified deep-to-shallow-water spectral wave breaking dissipation formulation. Part 1. Breaking probability» *J. Geophys. Res.* (2009, accepted with minor revision).

] L. GAIN: «La prédiction des houles au Maroc». *Annales Hydrographiques* (pp. 65-75, 1918).

R. GELCI, H. CAZALÉ and J. VASSAL : «Prévision de la houle. La méthode des densités spectroangulaires». *Bulletin d'information du Comité d'Océanographie et d'Étude des Côtes* (Vol. 9, pp. 416-435, 1957).

K. HASSELMANN: «On the non-linear energy transfer in a gravity wave spectrum, part 1: general theory». *J. Fluid Mech.* (Vol. 12, pp. 481-501, 1962).

D. HASSELMANN and J. BOSENBERG: «Field measurements of wave-induced pressure over wind-sea and swell». *J. Fluid Mech.* (Vol. 230, pp. 391-428, 1991).

T. H. C. HERBERS and R. T. GUZA: «Estimation of directional wave spectra from multicomponent observations». *J. Phys. Oceanogr.* (Vol. 20, pp. 1703-1724, 1990).

P. A. E. M. JANSSEN: «Quasi-linear theory of wind wave generation applied to wave forecasting». *J. Phys. Oceanogr.* (Vol. 21, pp. 1631-1642, 1991).

P. A. E. M. JANSSEN: «Progress in ocean wave forecasting». *J. Comp. Phys.* (Vol. 227, pp. 3572-3594, 2008).

V. N. KUDRYAVTSEV, V. K. MAKIN and B. CHAPRON: «Coupled sea surface-atmosphere model. 2. spectrum of short wind waves» *J. Geophys. Res.* (Vol. 104, pp. 7625-7639, 1999).

R. MAGNE and F. ARDHUIN : «Prévisions et jeux des états de mer du globe à la plage». In Actes des X<sup>èmes</sup> journées Génie côtier-Génie civil (Sophia Antipolis, Centre Français du Littoral, 2008).

W. K. MELVILLE: «Energy dissipation by breaking waves». *J. Phys. Oceanogr.* (Vol. 24, pp. 2041-2049, 1994).

J. W. MILES: «On the generation of surface waves by shear flows». *J. Fluid Mech.* (Vol. 3, pp. 185-204, 1957).

] R. MONTAGNE : «Le service de prédiction de la houle au Maroc». *Annales Hydrographiques* (pp. 157-186, 1922).

M. OKIHIRO, R. T. GUZA and R. J. SEYMOUR: «Excitation of seiche observed in a small harbor». *J. Geophys. Res.* (Vol. 98, no. C10, pp. 18201-18211, 1993).

M. D. POWELL, P. J. VICKERY and T. A. REINHOLD: «Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones». *Nature* (Vol. 422, pp. 279-283, 2003).

N. RASCLE and F. ARDHUIN: «Drift and mixing under the ocean surface revisited. stratified conditions and model-data comparisons». *J. Geophys. Res.* (Vol. 114, p. C02016, 2009. doi:10.1029/2007JC004466).

N. REUL and B. CHAPRON: «A model of sea-foam thickness distribution for passive microwave remote sensing applications». *J. Geophys. Res.* (Vol. 108, no. C10, p. 3321, 2003. doi:10.1029/2003JC001887:).

R. L. SNYDER, F. W. DOBSON, J. A. ELLIOT and R. B. LONG: «Array measurement of atmospheric pressure fluctuations above surface gravity waves» *J. Fluid Mech.* (Vol. 102, pp. 1-59, 1981).

E. B. THORNTON and R. T. GUZA: «Transformation of wave height distribution». *J. Geophys. Res.* (Vol. 88, no. C10, pp. 5,925-5,938, 1983).

M. S. LONGUET-HIGGINS and F. URSELL: «Sea waves and microseisms». *Nature* (Vol. 162, p. 700, 1948).

D. VANDEMARK, N. TRAN, B. D. BECKLEY, B. CHAPRON and P. GASPAR: «Direct estimation of sea state impacts on radar altimeter sea level measurements». *Geophys. Res. Lett.* (Vol. 29, no. 24, p. 2148, 2002. doi:10.1029/2002GL015776).

WISE Group: «Wave modelling - the state of the art». *Progress in Oceanography* (Vol. 75, pp. 603-674, 2007).