

Chapitre 8

Conclusions

Au terme de ce travail, résumons ses aspects originaux et les principaux résultats obtenus.

8.1 Cadre du travail

Dans le cadre de plusieurs études pour le compte de l'ESA, du Service de la Politique Scientifique belge et de projets COST, le laboratoire de Télécommunications et Télédétection (TELE) de l'UCL a développé une méthode d'évaluation des paramètres qui déterminent l'état de la surface de la mer, à partir de mesures effectuées à distance par une combinaison d'instruments hyperfréquences embarqués à bord de satellites. La résolution de ce problème nécessite de :

- 1) identifier les paramètres pertinents qui décrivent l'état de la mer ;
- 2) déterminer le modèle statistique de la surface de la mer (spectre de la hauteur des vagues, fonction de densité de probabilité des pentes des grandes vagues, ...), qui est fonction de ces paramètres ;
- 3) développer le modèle électromagnétique de diffusion des ondes électromagnétiques par la surface de la mer ; l'utilisation de ce modèle électromagnétique nécessite la connaissance du modèle statistique de la surface ;

- 4) simuler, pour un ensemble donné d'états de mer, les mesures attendues des satellites ;
- 5) mettre au point la méthode de calcul des paramètres descriptifs de l'état de la mer à partir des mesures des satellites (« inversion »), sur base des quatre points précédents, qui forment le « modèle direct ».

L'objectif de ce travail est de mettre en œuvre les points 1 et 2. Nous résumons ci-après nos apports et, en particulier, les aspects originaux de notre approche. Le modèle statistique que nous proposons est appelé UCL-3 et constitue une amélioration du modèle précédent UCL-2.

En outre, nous avons appliqué ce modèle à des données mesurées à distance par la mission TANDEM et nous avons comparé les résultats à des données concomitantes fournies « in situ » par les bouées NOAA. Nous avons montré la validité du modèle UCL-3 et de la procédure d'inversion.

8.2 Paramètres d'état de mer

Lorsque nous avons entamé ce travail, la plupart des auteurs ne retenaient que la vitesse du vent comme paramètre décrivant l'état de la mer. Ils utilisaient donc soit la vitesse de friction du vent à la surface, u_* , soit la vitesse du vent, $U(z)$, à une hauteur z au-dessus de la surface. Or, les calculs électromagnétiques de diffusion se font selon une méthode à deux échelles, basée sur la décomposition de la surface de la mer en deux domaines distincts, représentant la superposition de petites vagues (appelées rides) sur des plus grandes. Les termes grand et petit se rapportent à la longueur d'onde du champ électromagnétique. Cette séparation est reliée aux vagues de gravité et de capillarité, dans le cas de la surface de la mer observée aux hyperfréquences.

La structure des petites vagues résulte de la réaction instantanée de la

surface à la vitesse du vent local, u^* ou $U(z)$, et peut donc être décrite à l'aide de ce seul paramètre. Par contre, la structure des grandes vagues contient l'histoire de la vague ; c'est pourquoi, nous avons proposé de la décrire non seulement en fonction de la vitesse du vent mais aussi de la pente significative des vagues, S , de la distance d'action au vent, x , et du nombre d'onde au pic du spectre des déplacements de la surface, K_0 .

D'autre part, le paramètre vitesse du vent est modélisé ou mesuré sous différentes formes (u^* ou $U(z)$) à plusieurs hauteurs z , généralement 10 m, 12,5 m ou 19,5 m). La littérature propose deux approches pour la relation entre u^* et $U(z)$; l'une utilise la longueur de rugosité, z_0 , l'autre le coefficient de traînée, $C_{DN}(z)$, (2.7). Nous avons analysé différents modèles de $C_{DN}(z)$ et nous avons proposé un modèle qui constitue une « moyenne » de ceux-ci. Ensuite, en utilisant la relation (2.14) qui lie z_0 et $C_{DN}(z)$, nous avons transformé les variations de z_0 en fonction de u^* en variations de $C_{DN}(z)$, ce qui nous a permis de les comparer à notre modèle de $C_{DN}(z)$. En particulier, nous avons montré que le z_0 utilisé dans UCL-2 ne correspondait pas à notre modèle de $C_{DN}(z)$. Nous avons, dès lors, proposé de retenir pour UCL-3 un z_0 équivalent à notre $C_{DN}(z)$ (2.16). Ceci permet d'améliorer les résultats de l'inversion des mesures radars : toutes les vitesses du vent sont retrouvées, alors que 5,4 % n'étaient pas retrouvés par le modèle précédent (Lemaire, 1998).

8.3 Modèle statistique de la surface de la mer

Le modèle statistique de la surface de la mer, UCL-3, nécessaire à l'application du modèle électromagnétique de diffusion, comprend :

- le spectre radial des déplacements, $S(K)$, formé de trois composantes, utilisées sur leurs domaines de validité et dont les transitions de l'une à l'autre sont « douces » :
 - o le spectre de Wallops modifié (4.41) avec (4.27), (4.29) à (4.32), (4.37), (4.39) et (4.40), dans lequel nous avons

- introduit la fonction d'accroissement du pic, γ^q , (4.15), (4.34) et (4.35) ;
- le spectre de Toba, dont nous avons modifié l'amplitude de telle sorte qu'elle s'accorde mieux aux données expérimentales disponibles dans la littérature, (4.44) avec (4.43), (4.46.b), (4.47) et (4.48) ;
- le spectre de Cox (4.51) avec (2.48) et (2.49) ;
- le spectre spatial des déplacements des vagues, $\gamma(\bar{K})$, qui est égal à $S(K) F(K, \alpha)$, où $F(K, \alpha)$ est la partie angulaire du spectre ; elle est donnée par (5.1) avec (5.3) et (6.14) avec (6.4.a) et (6.4.b) ;
- la valeur r.m.s. des déplacements des petites vagues, σ_R , donnée par (1.19.b) ;
- le choix du nombre d'onde limite, K_b , donné par (1.32) ;
- la fonction de densité de probabilité des pentes des grandes vagues, T , (6.17) avec (6.15) où $\zeta_{CM} = 2$, et (6.3.b) avec (6.2), (6.4.a), (6.4.b), (4.49), (6.12) à (6.14), (6.6.a), (6.6.b) et (6.8.a) à (6.8.c) ;
- la valeur r.m.s. des pentes des grandes vagues, σ_{LS} , donnée par (4.49).

Le spectre UCL-3 est doté de nombreuses propriétés. Nous avons montré que la fonction d'accroissement du pic, γ^q , combinée avec le spectre de Wallops, fournit une modélisation spectrale valable tant pour une mer pleinement développée que pour une mer en développement. Nous avons aussi montré que la fonction d'accroissement du pic influence l'amplitude du spectre et, par là, la valeur r.m.s. des déplacements et la variance des pentes qui, elle-même, influence la partie angulaire du spectre. De plus, ce modèle est cohérent car l'amplitude du spectre a été choisie de telle sorte que l'aire sous sa courbe coïncide avec la variance des déplacements de la surface de la mer, déterminée par les paramètres ξ et K_0 (2.28).

En conclusion, le modèle spectral UCL-3 présente plusieurs avantages par rapport à ceux proposés dans la littérature. D'une part, le spectre UCL-3 est paramétrisé de façon plus réaliste que les spectres précédemment utilisés : il ne tient pas compte uniquement de la vitesse du vent instantané mais aussi de l'histoire de la vague. D'autre part, il est plus utile que le spectre de Wallops seul pour les

applications en télédétection aux hyperfréquences. En effet, le calcul du coefficient de diffraction total nécessite la connaissance du spectre des petites vagues, information manquante avec le spectre de Wallops.

8.4 Validation du modèle UCL-3 et comparaison de mesures à distance et « in situ »

8.4.1 Distribution angulaire du spectre : radars et bouée

Nous avons comparé les distributions angulaires de la bouée BEATRICE (située au large de l'île d'Ouessant) et des radars, ce qui constitue un apport original de ce travail. Une comparaison exacte n'est pas possible car le radar, contrairement à la bouée, ne peut distinguer des directions opposées dans le spectre¹. Ce problème est contourné par la comparaison des spectres $\Phi_0(\omega, \alpha)$ donnés par (5.9) et (5.10). Nous montrons que la distribution angulaire du radar sur le domaine complet des fréquences est donnée par la combinaison d'un spectre directionnel pour les grandes vagues, comme celles mesurées par la bouée et d'un spectre plus omnidirectionnel pour les petites vagues, comme celles mesurées par le radar (du type UCL-3).

Nous terminons par l'étude de la fonction de distribution angulaire pour la bouée BEATRICE, obtenue à partir des co et quad-spectres. Lors de stages au Service Technique des Phares et Balises (STPB, France), nous avons testé puis amélioré un algorithme de détermination du spectre directionnel des états de mer. L'objectif de ce programme, basé sur la méthode de traitement de Lawson & Long, est de faire évoluer un modèle de distribution angulaire, appelé modèle « a priori », pour l'ajuster au mieux aux données mesurées par les bouées. La méthode de Lawson & Long est aussi utilisée par

¹ De ce fait, les bouées apportent des éléments supplémentaires dans la connaissance du spectre directionnel des vagues, comme souligné dans le projet Cost (Hauser et al., 2005).

d'autres laboratoires ayant participé au projet Cost (Department of Mathematical Sciences, Norwegian University of Science and Technology ; Centre d'étude des Environnements Terrestres et Planétaires, France ; Proudman Oceanographic Laboratory, UK ; in Hauser et al., 2005).

En ce qui concerne le traitement des données d'une bouée instrumentée, l'apport original de cette thèse est constitué, d'une part, par l'analyse de l'influence du choix du modèle « a priori » sur le spectre directionnel ajusté, d'autre part, par la mise au point de la procédure de sélection parmi les spectres « a priori » et, finalement, par la définition des critères de choix parmi les spectres ajustés statistiquement valides. Cette procédure permet de retrouver des houles croisées comme montré à travers divers exemples.

8.4.2 Campagne particulière de mesures par satellites et par bouées

Nous avons, ensuite, présenté trois aspects essentiels de cette thèse. En premier lieu, nous avons construit une base de données commune aux satellites (ERS-1 et ERS-2) et aux bouées (NOAA). Puis, le modèle UCL-3 est comparé au modèle UCL-2, précédemment utilisé et finalisé par Lemaire (1998), sur base des travaux antérieurs de Baufays et al. (1988a, 1988b et 1990). Enfin, une comparaison originale des mesures à distance et « in situ » est exposée.

Il faut souligner qu'il est exceptionnel de disposer de données concomitantes de satellites et de bouées. C'est le cas de la mission TANDEM (satellites ERS-1 et ERS-2) dont les mesures sont conjointes avec celles des bouées NOAA.

Nous disposons de 44 ensembles de mesures des bouées NOAA (National Oceanographic and Atmospheric Administration, USA)

situées dans l'Océan Atlantique, l'Océan Pacifique Nord et le Golfe d'Alaska. A chaque mesure d'une bouée correspondent de 1 à 12 taches au sol du diffusiomètre d'ERS-1. Pour chacune de celles-ci, correspondent de 1 à 16 taches au sol de l'altimètre d'ERS-2. Pour permettre une comparaison entre ces données, nous avons structuré les données comme suit. Nous avons retenu pour chaque tache au sol du diffusiomètre, une seule valeur pour l'altimètre, à savoir la moyenne des valeurs retrouvées pour chaque tache au sol de l'altimètre. De même, pour un ensemble de mesures d'une bouée, nous avons retenu une seule valeur du diffusiomètre, à savoir la moyenne des valeurs retrouvées pour chaque tache au sol du diffusiomètre. Ainsi, les bouées fournissent des valeurs moyennes temporelles qui sont comparées aux satellites qui fournissent des valeurs moyennes spatiales.

Nous avons montré que notre modèle UCL-3 améliore les résultats de l'inversion des mesures radars : il retrouve toutes les vitesses du vent (y compris les 5,4 % de vents non retrouvés par UCL-2) et le domaine de variation de la pente significative est plus large (de 0,48 % à 0,96 % pour UCL-3 alors qu'il n'était que de 0,55 % à 0,78 % pour UCL-2) et se rapproche ainsi du domaine de variation mesuré par les bouées.

Nous avons comparé la vitesse du vent, U , la pente significative, $\S$, et l'inverse de l'âge de la vague, Ω , retrouvés par les satellites à ceux mesurés par les bouées. Pour les grands vents, le vent radars surestime à la fois le vent ECMWF et le vent bouées, mais il surestime plus le vent bouées que le vent ECMWF. Pour la pente significative - dont les erreurs relatives ne sont pas du même ordre de grandeur pour les radars et les bouées - le domaine couvert par les radars (0,48 % à 0,96 %) est plus petit que le domaine couvert par les bouées (0,10 % à 1,19 %). L'inverse de l'âge de la vague est aussi légèrement surestimé par rapport à celui des bouées. Mais le domaine de variation est semblable : 0,24 à 1,47 pour les radars contre 0,03 à 1,33 pour les bouées. Notre modèle UCL-3, via l'inversion, est donc plus sensible à Ω qu'à $\S$. Notons, toutefois, que ces deux paramètres se dérivent l'un de l'autre par les équations (7.5), (7.6) ou (7.7).

L'introduction de conditions non-neutres ne modifie pas significativement ces conclusions.

8.5 Synthèse

Ainsi, ce travail a permis de déterminer les paramètres pertinents qui décrivent l'état de la mer (vitesse du vent, pente significative des vagues, nombre d'onde au pic du spectre des déplacements de la surface, distance d'action au vent) en vue de sa télédétection aux hyperfréquences. Notre modèle statistique de la surface de la mer vue par un instrument hyperfréquence, UCL-3, est fonction de ces quatre paramètres. En utilisant ce modèle dans l'inversion des données mesurées par des satellites, nous avons montré que nous retrouvons les paramètres de la surface, qui concordent avec ceux mesurés « in situ » par des bouées.

Le modèle UCL-3 est un modèle opérationnel, i.e. utilisable en pratique, puisqu'il a été confronté à des données globales tirées de campagnes de mesures.

Nous pouvons donc conclure que le modèle UCL-3 est un bon modèle statistique pour l'inversion de mesures à distance aux hyperfréquences.