

# Une étude en soufflerie de la réflexion des hyperfréquences par des champs de houles et de vagues

Houle et vagues  
Hyperfréquences  
Simulation en soufflerie  
Télé-détection

Swell and waves  
Microwaves  
Laboratory simulation  
Remote sensing

A. LIFERMANN<sup>a</sup>, B. JÄHNE<sup>b</sup>, A. RAMAMONJIARISOA<sup>c</sup>

<sup>a</sup> Centre National d'Etudes Spatiales et Groupe de Recherches en Géodésie Spatiale 18, Avenue Edouard Belin, 31055 Toulouse Cedex, France

<sup>b</sup> Institut für Umweltp Physik der Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 366 D-6900 Heidelberg, RFA

<sup>c</sup> Institut de Mécanique Statistique de la Turbulence 12, Avenue du Général Leclerc, 13003 Marseille, France

Reçu le 26/2/86, révisé le 16/2/87, accepté le 24/2/87.

## RÉSUMÉ

Des expériences mettant principalement en œuvre la Grande Soufflerie de Simulation des Echanges Air-Mer de l'Institut de Mécanique Statistique de la Turbulence (IMST) et le radar RAMSES II du Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) ont apporté des résultats préliminaires sur l'identification des phases des mouvements de la houle et des vagues qui contribuent à la réflexion des hyperfréquences (bandes C et K). On a constaté que, pour des raisons d'ordre géométrique ou de non-linéarité des oscillations mises en jeu, la réflexion par les creux est généralement plus importante que la réflexion par les crêtes. Elle est sensible à la présence, le long des profils des houles ou vagues dominantes, d'oscillations de plus courtes longueurs d'ondes. Lorsque la houle ou les vagues atteignent des cambrures conduisant à des déferlements locaux, ceux-ci contribuent fortement à la réflexion. Ce phénomène peut devenir prépondérant lorsque le taux de présence d'écumes augmente, ce qui est le cas pour les vitesses du vent élevées.

*Oceanol. Acta*, 1987. Actes du Colloque Océanographie spatiale, Brest, 19-20 novembre 1985, 15-22.

## ABSTRACT

A laboratory study of microwave reflection by swell and wind wave fields

Experiments conducted in the IMST large Wind-Wave facility using principally the CNES RAMSES II radar device led to initial results on the identification of the phases of swell and wind-wave motions which contribute to the microwave (C and K bands) reflection. For geometrical reasons or non-linearity of the wave profiles, the reflection by the wave troughs appeared larger than the reflection by the wave crests. The reflection was seen to be dependent upon the presence of wavelets propagating along the swell or the dominant wind-wave profile. When the swell or the steepness of the wind waves is high enough to lead to local breaking, a large local enhancement of the reflected microwave occurs. The contribution of this particular event may even become predominant when its rate of occurrence increases. This is the case at high wind velocity.

*Oceanol. Acta*, 1987. Spatial Oceanography Symposium, Brest, 19-20 November 1985, Proceedings, 15-22.

## INTRODUCTION

La rétrodiffusion des hyperfréquences par les champs de houles et de vagues est à la base des techniques qui se développent rapidement et qui sont destinées à la télédétection, non seulement des ondes de surface, mais aussi du vent et d'autres mouvements océaniques. Ce développement devrait reposer sur une bonne connaissance des interactions entre les hyperfréquences et les ondes de surface océaniques. La physique des interactions est relativement bien comprise pour des surfaces ondulées simples ; elle l'est beaucoup moins pour des champs de houle et de vagues réels où se combinent divers modes d'oscillations avec des caractères aléatoires, non linéaires... La poursuite des travaux fondamentaux sur ces interactions est jugée largement souhaitable (Valenzuela, 1978 ; Jackson, 1979 ; O'Brien, 1982 ; Hasselmann, 1978 ...).

Cet article présente succinctement une étude expérimentale menée en soufflerie afin, essentiellement, d'identifier les phases des mouvements des ondes de surface (houles et vagues) qui contribuent d'une manière appréciable à la rétrodiffusion des hyperfréquences. L'étude se rattache à des travaux menés dans d'autres laboratoires (Kwoh, Lake, 1984 ; Parsons, Miller, 1985 ; Banner, Fooks, 1985 ...) et visant le même objectif. Ces travaux ont en commun l'avantage de contrôler ou du moins de préciser divers paramètres caractéristiques des oscillations de la surface de l'eau. Ils diffèrent par les conditions expérimentales et par le degré de simulation des phénomènes réels.

## ARRANGEMENT EXPERIMENTAL

Les expériences ont été réalisées dans la Grande Soufflerie Air-Eau de l'IMST (fig. 1 a) dont la veine expérimentale a les dimensions suivantes : longueur : 40 m, largeur : 3,20 m, hauteur : 2,50 m. La profondeur d'eau est d'environ 75 cm à l'entrée et environ 1 m à l'extrémité aval. Cette veine comporte une partie vitrée de 3,50 m de longueur, au niveau de laquelle les expériences ont été effectuées. Par des actions séparées ou combinées du vent (vitesse de 0,5 à 14 m/s) et d'un générateur de houle (fréquence de 1 à 2 Hz), l'installation permet de produire une grande variété de champs de houle et de vagues à la surface de l'eau. La longueur d'onde de la houle varie ainsi de 40 cm à 1,50 m environ, les amplitudes pouvant aller d'une valeur faible à la valeur maximale correspondant au déferlement.

La figure 1 montre la disposition particulière adoptée pour observer la rétrodiffusion des hyperfréquences par les divers champs de houles et de vagues. Les détails de cette disposition, ainsi que les emplacements des équipements et des points de mesure relatifs à la caractérisation précise des mouvements à la surface de l'eau sont donnés sur les figures 1 b et c. La disposition ne permet pas de dépasser un angle d'incidence de l'ordre de 20°.

## TECHNIQUES D'OBSERVATION

Le radar est le diffusiomètre RAMSES 2 du CNES dont les caractéristiques principales sont précisées sur

le tableau 1. Les expériences ont été réalisées pour deux fréquences privilégiées : 13,6 GHz (bande K, fréquence de l'altimètre POSEIDON) et 5,3 GHz (bande C, fréquence retenue pour ERS 1) dans les deux polarisations VV et HH.

Tableau 1

Caractéristiques principales du radar RAMSES II du CNES.  
Main technical specifications of the CNES radar RAMSES II.

type	FM-CW
modulation	triangulaire
fréquence	4-8 et 8-18 GHz
excursion en fréquence	500 (200) MHz
fréquence de répétition	200 (66 Hz)
filtre distance (BE)	
polarisation	VH, HH, (HV, VH)
antenne de réception	parabolique $\phi$ 30,5 cm
8-18 GHz	$\theta_{-3dB} = 5^\circ$ à 13,6 GHz
antenne de réception	parabolique $\phi$ 47 cm
4-8 GHz	$\theta_{-3dB} = 4^\circ$ à 5,3 GHz
antenne d'émission	cornet EMCO
	$\theta_{-3dB} = 15/23^\circ$ à 13,6 GHz
	$= 38,3^\circ$ à 5,3 GHz
calibration	
interne	ligne à retard
externe	cibles de surface radar connues (Luneberg, coins réflecteurs)

L'un des avantages principaux des expériences en soufflerie est la possibilité de mesurer les grandeurs caractéristiques des champs de vagues dont devrait théoriquement dépendre la rétrodiffusion des hyperfréquences. Pour caractériser la topographie fine de la surface de l'eau, trois types d'instruments de mesure ont été mis en œuvre : une sonde de mesure des variations  $\eta(t)$  du niveau de la surface ; une sonde de mesure des variations des pentes longitudinale  $\eta_x(t)$  et transversale  $\eta_y(t)$  ; un dispositif original de visualisation de la structure spatiale et de la distribution des pentes des « rugosités », à différentes échelles.

Le système de mesure de  $\eta(t)$  repose sur la variation linéaire de la capacité d'un fil conducteur isolé (par du téflon de diamètre extérieur 0,3 mm) en fonction de la longueur de sa partie immergée. Ce système très performant permet d'obtenir les valeurs de  $\eta(t)$  associées même aux ondes capillaires (Caulliez, 1987).

Le système de mesure des pentes  $\eta_x(t)$  et  $\eta_y(t)$  a été décrit en détail par Lange *et al.* (1982). Le principe est montré sur la figure 2 : un pinceau laser (diamètre  $< 1$  mm) arrive verticalement à la surface de l'eau où il est réfracté par les vagues. Le pinceau réfracté est reçu dans l'eau par un ensemble optique comprenant essentiellement une lentille de Fresnel et un diffuseur situé à une distance focale au-dessous de la lentille. La position du spot lumineux sur le diffuseur est indépendante de la hauteur des vagues et ne dépend que de leurs pentes ; elle est définie, au moyen d'une deuxième lentille et d'un détecteur photosensible, par des coordonnées X et Y. L'intensité du spot est également mesurée. Ces données sont ensuite traduites en termes de pentes.

Les relations tensions-pentes sont linéaires, les sensibilités étant obtenues par étalonnage du système. La procédure mise en œuvre a l'avantage très appréciable de n'introduire aucun obstacle qui perturbe les écoulements fluides étudiés. De plus, le système est extrêmement performant par sa bande passante et par le

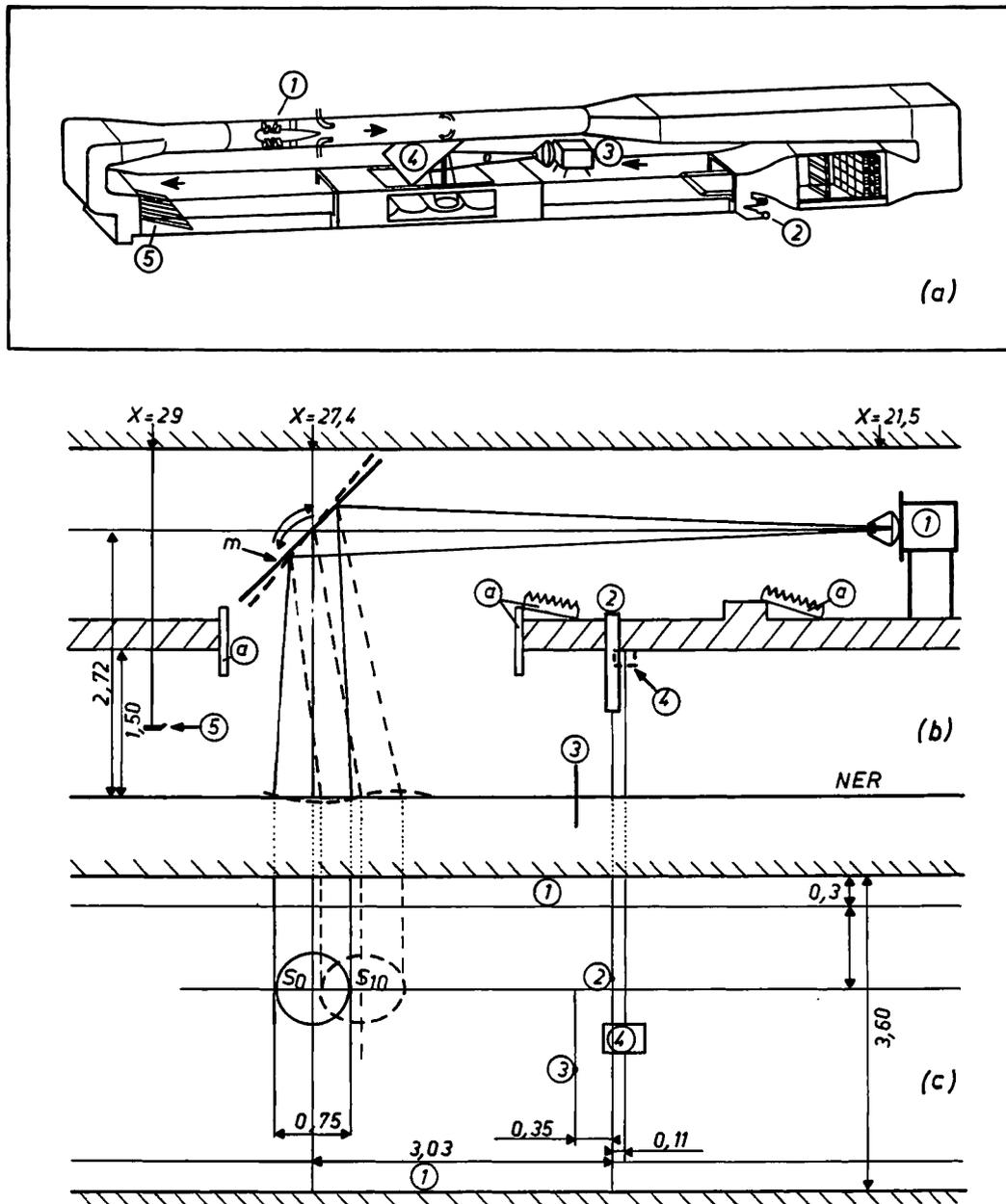


Figure 1

a) Vue schématique de la Grande Soufflerie Air-Eau de l'IMST avec la disposition adoptée pour les observations radar : 1 : Ventilateur ; 2 : Générateur électrohydraulique de houle ; 3 : Equipement radar ; 4 : Miroir métallique ; 5 : Plage d'amortissement des vagues.

b) et c) Détails dans les plans vertical (b) et horizontal (c) des procédures d'observations et emplacements des équipements de mesure : 1 : Equipement radar ; 2 : Sonde laser à pentes ; 3 : Fil capacitif de mesure des hauteurs des vagues ; 4 : Système de visualisation de la topographie des vagues ; 5 : Tube de Pitot ; a : Panneaux d'absorbant ; m : Miroir métallique ; NER : niveau de l'eau au repos ;  $S_0$  : tache illuminée ( $-3\text{dB}$ ) à  $0^\circ$  ;  $S_{10}$  : tache illuminée à  $10^\circ$ . Les cotes sont exprimées en m.

a) Schematic view of the IMST large wind-water facility with the arrangement for radar observations :

1 : Fan ; 2 : Electrohydraulic wavemaker ; 3 : Radar device ; 4 : Metallic mirror ; 5 : Water-wave absorber.

b) and c) Close-up views in the vertical (b) and horizontal (c) plans of the observational procedure and location of the measuring equipment : 1 : Radar device ; 2 : Laser slope equipment ; 3 : Capacitance wire gauge ; 4 : Equipment for visualizing the wave field topography ; 5 : Pitot tube ; a : Microwave absorber ; m : Metallic mirror ; NER : Water surface level at rest ;  $S_0$  : illuminated area ( $-3\text{dB}$ ) at  $0^\circ$  ;  $S_{10}$  : illuminated area at  $10^\circ$  incidence. Scales are in metres.

rapport signal/bruit. La limite supérieure des fréquences des variations mesurables dépend du diamètre du pinceau. Pour un diamètre inférieur à 2 mm, cette limite se situe vers 300 Hz.

Pour l'analyse de la rétrodiffusion des hyperfréquences, les données sont insuffisantes dans la mesure où elles ne concernent que des évolutions temporelles des variables en un point de la surface de l'eau. Or,

l'analyse nécessite des informations sur la structure spatiale de la surface éclairée ; un dispositif spécifique a donc été développé et mis en œuvre (Jähne, 1985). En bref, le dispositif fonctionne sur un principe analogue à celui du système de mesure des pentes sauf que les positions de la source lumineuse et du récepteur sont inversées, la source étant sous le diffuseur et le récepteur au-dessus de la surface de

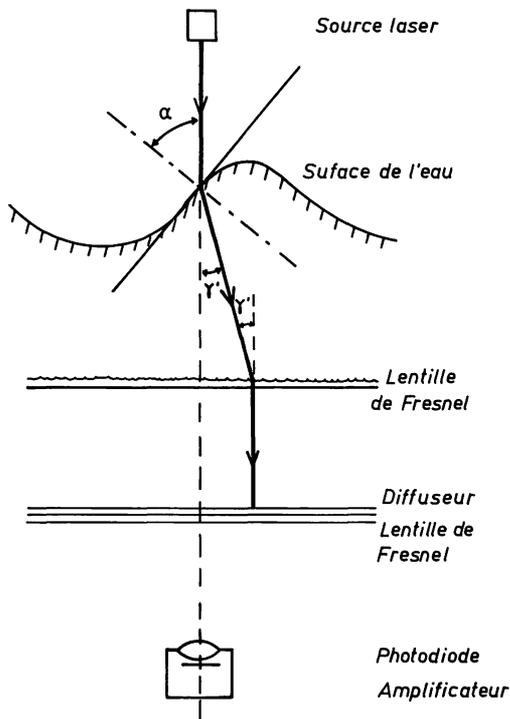


Figure 2  
Principe de la technique de mesure des pentes.  
Schematic of the slope-measuring device.

l'eau ; à chaque position sur le diffuseur correspond une certaine valeur de la pente. En associant, par un dispositif approprié, une couleur (ou une intensité) à chaque position, la surface de l'eau sera vue par le récepteur avec diverses couleurs (ou intensités) correspondant aux diverses pentes. Le récepteur est un appareil photographique ou une caméra vidéo. Des images en couleur correspondant à des surfaces d'environ 30 à 40 cm de côté sont ainsi disponibles pour des traitements numériques ultérieurs. Ces images (Jähne, 1985) apportent des données qualitatives très précieuses sur les échelles spatiales des rugosités présentes à la surface de l'eau et sur leur répartition.

#### ENREGISTREMENT ET TRAITEMENT DES DONNÉES

Le signal radar rétrodiffusé par la houle et les vagues et les divers signaux correspondants à celles-ci sont enregistrés sur bandes magnétiques analogiques en vue des traitements ultérieurs. La durée des enregistrements est de 3 à 6 minutes. En plus des signaux d'amplitude  $\eta$  et de pentes  $\eta_x$  et  $\eta_y$ , on dispose de la dérivée temporelle  $\dot{\eta}(t)$  de  $\eta$  dont on verra ultérieurement l'utilisation. Tous ces signaux ont été numérisés puis stockés dans le calculateur HP 1000 de l'IMST.

Le signal radar fait l'objet d'une détection quadratique à 2 000 Hz, suivie d'un filtrage passe-bas à 125 Hz (ou 62,5 Hz) en prenant la moyenne de 32 (ou 64) échantillons ; parallèlement, les autres signaux sont filtrés analogiquement avant d'être numérisés. Les signaux ayant subi ces conditionnements préalables sont traités et analysés. D'une manière classique, les variances et les densités spectrales d'énergie de ces signaux sont estimées pour les différentes conditions

expérimentales. L'analyse des phénomènes de rétrodiffusion nécessitant la connaissance de propriétés statistiques du premier ordre (Valenzuela, 1978), de premières estimations de la loi de probabilité liée des pentes  $\eta_x$  et  $\eta_y$  sont effectuées.

En plus des données sur les aspects dynamiques des mouvements de la surface de l'eau, il est primordial de préciser les propriétés cinématiques sous la forme de relation de dispersion. Dans les cas simples (houles de faibles cambrures, houles de Stokes, ...) cette relation est relativement bien prévue par les modèles théoriques (Lamb, 1932). Dans les cas plus complexes, il est nécessaire de la déterminer directement. Diverses méthodes sont possibles (Dudis, 1981).

Les résultats présentés ci-après correspondent aux estimations par la méthode dite « des pentes » qui donne les résultats les plus plausibles du point de vue physique (Caulliez, Ramamonjarisoa, 1984). Traduite en terme de vitesse de phase  $C$  en fonction de la fréquence  $n$ , la relation déduite de l'analyse harmonique de  $\eta(x, y, t)$  s'écrit :

$$C^2(n) = \frac{F_{\dot{\eta}}(n)}{F_{\eta_x}(n) + F_{\eta_y}(n)} \quad (1)$$

où  $F_{\dot{\eta}}(n)$ ,  $F_{\eta_x}(n)$  et  $F_{\eta_y}(n)$  représentent respectivement les densités spectrales d'énergie de  $\dot{\eta}(t)$ ,  $\eta_x(t)$  et  $\eta_y(t)$ .

#### CONDITIONS D'OBSERVATION

L'installation expérimentale offre de grandes possibilités d'engendrer des mouvements de diverses natures à l'interface air-eau. Un certain nombre de cas ont été retenus comme étant représentatifs des situations rencontrées dans la réalité. Par ailleurs, certains de ces cas se rattachent directement à des types de représentation d'états de mer adoptés dans des modèles théoriques de rétrodiffusion.

Les cas retenus se regroupent en trois classes :

- houles seules, sans vent, de cambrure allant d'une valeur très faible à celle qui correspond au déferlement ;
- vagues engendrées par un vent de 3,6 ; 6 ; 8,1 et 10 m/s ;
- combinaison de houle de diverses cambrures et de vagues de vent.

Pour chaque état de la surface, des observations ont été faites à différentes incidences, polarisations et fréquences des ondes radar. Un long travail préliminaire a été effectué pour que l'environnement ne perturbe pas excessivement les phénomènes de rétrodiffusion à observer en introduisant des signaux parasites. Ce travail a été mené parallèlement aux opérations d'étalonnage du radar au moyen de cibles connues (coin réflecteur à base carrée de 30 cm de côté, Luneberg 32 cm) déposées d'abord au fond du canal hydraulique avant le remplissage de celui-ci et ensuite sur la surface de l'eau au repos.

Au cours des tests et des expériences proprement dites, la distance du radar au miroir a été ajustée en fonction de la fréquence : de 5 m à 5,3 GHz à 5,85 m à 13,6 GHz. Les distances correspondantes du radar à

la surface de l'eau étaient alors respectivement de 7,70 m et 8,50 m environ. Ces valeurs constituent un compromis raisonnable entre les contraintes contradictoires imposées par la distance cible-radar et par la surface de la tache illuminée. Celle-ci devrait être à la fois suffisamment réduite pour satisfaire d'une manière sûre la condition de champ lointain, et suffisamment grande pour contenir plusieurs diffuseurs élémentaires indépendants (Brown, 1977). Pour les distances ci-dessus, la condition n'est pas réalisée avec la surface illuminée. Elle est satisfaite avec les cibles d'étalonnage. Pour les champs de houle et de vagues, les analyses ultérieures des images fournies par le système de visualisation devraient permettre de préciser la proportion de la surface éclairée qui participe effectivement à la rétrodiffusion. Dans tous les cas, chaque diffuseur élémentaire satisfait la condition (Knott, 1984).

### QUELQUES RÉSULTATS. REMARQUES PRÉLIMINAIRES

Compte tenu du nombre considérable de cas expérimentaux considérés, il est impossible, faute de place, de présenter en détail l'ensemble des résultats déjà acquis. Ces résultats concernent, d'une part, les propriétés dynamiques et cinématiques ainsi que les structures spatiales des divers champs d'ondes de surface rencontrés et, d'autre part, la réflexion des hyperfréquences par ceux-ci.

Rappelons que parmi les objectifs principaux se trouve l'identification de phases ou de phénomènes particuliers associés aux mouvements de la houle et des vagues qui contribuent, suivant les circonstances, à la rétrodiffusion des hyperfréquences. Il est alors primordial de connaître les variations simultanées des variables caractéristiques des mouvements en question et du signal rétrodiffusé radar qui correspondent à une même position sur la surface de l'eau. Or l'arrangement expérimental conduit à des relevés des diverses variables en différents endroits (fig. 2). Un travail préliminaire de synchronisation des signaux enregistrés est donc nécessaire. Il est fondé sur l'utilisation des relations de dispersion, théoriques ou estimées d'après l'équation (1). Pour certains cas de combinaisons complexes de houle et de vagues, la synchronisation étant impossible à réaliser, la recherche de la liaison entre la phase des mouvements d'oscillations et la puissance du signal rétrodiffusé radar doit se faire sur d'autres bases.

Les résultats présentés ci-après correspondent à une incidence nulle de l'onde radar (onde perpendiculaire à la surface de l'eau au repos) et à la fréquence 13,6 GHz. La zone éclairée (-3dB) est alors un cercle de 0,75 m de diamètre.

#### Réflexion par des trains de houles, en l'absence de vent

Les figures 3 illustrent la réflexion de l'onde de 13,6 GHz par une houle de faible cambrure (a), de cambrure modérée (b) et de cambrure limite (c). D'une manière plus précise, la figure 3 a correspond à une houle de 1,56 m de longueur d'onde (fréquence 1 Hz) et d'amplitude de 2,5 cm environ ; la cambrure est donc d'environ 0,02. La puissance instantanée du

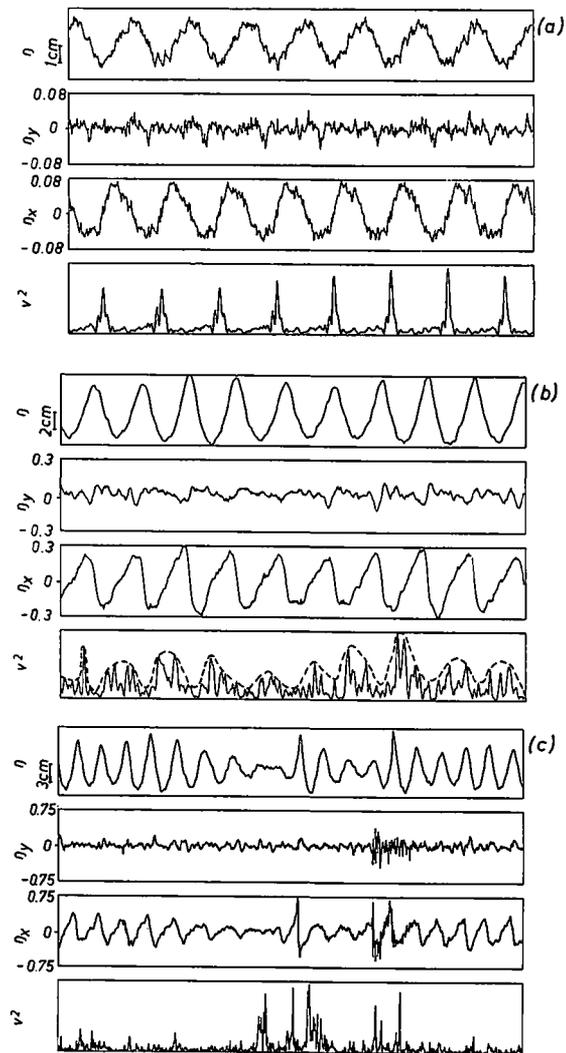


Figure 3

Echantillons des variations temporelles de l'amplitude  $\eta$ , des pentes longitudinale  $\eta_x$  et transversale  $\eta_y$ , de la houle et de la puissance réfléchie radar  $v^2$  correspondant à : a : une faible cambrure (0,02) ; b : une cambrure modérée (0,07) ; c : une cambrure conduisant au déferlement local.

Samples of the time variations of the swell amplitude  $\eta$ , the downwind  $\eta_x$  and the crosswind  $\eta_y$ , slopes and the reflected microwave power  $v^2$  for : a : small steepness (0.02) ; b : moderate steepness (0.07) ; c : high steepness leading to local breaking.

signal rétrodiffusé radar oscille à la période de la houle, les maxima des amplitudes des oscillations correspondant au passage d'un creux ( $\eta_x \approx 0$ ). Cette constatation est surprenante à première vue dans la mesure où une houle ayant cette cambrure est pratiquement bidimensionnelle et sinusoïdale (les oscillations à hautes fréquences observées sur les signaux correspondent aux bruits de fond des appareils de mesure). On devrait donc s'attendre à des niveaux de réflexion comparables aux creux et aux crêtes. Ce cas, le plus simple *a priori*, semble déjà poser des problèmes d'interprétation. Il est possible (Jackson, 1985, comm. pers.) que la courbure des creux ait un effet de focalisation qui ne se produise pas aux crêtes.

Pour la valeur modérée de la cambrure ( $\approx 0,07$ ), d'après la figure 3 b, la houle conserve son caractère essentiellement bidimensionnel mais présente les phénomènes de modulation en amplitude et en fréquence dus aux instabilités de Benjamin-Feir (1967). Chaque profil individuel a la forme d'une onde de Stokes,

avec un creux aplati et une crête plus pointue, qui se reflète dans l'évolution de la pente  $\eta_x$ .

La puissance rétrodiffusée radar oscille à des fréquences élevées par rapport à la fréquence de la houle (1,2 Hz). Il est assez remarquable que l'enveloppe de ces oscillations oscille à cette fréquence. Comme dans le cas précédent, les maxima correspondent en gros au passage des creux. Les observations à cette valeur de la cambrure devraient s'expliquer par l'analyse des effets de non-linéarité des vagues sur la réflexion des hyperfréquences (Jackson, 1979). Le principal effet à prendre en compte est la dissymétrie des profils, mentionnée précédemment.

Une augmentation de la cambrure à partir de la valeur précédente, combinée à une modulation de la fréquence du générateur de houle conduit au déferlement des crêtes les plus élevées (cambrure locale  $> 0,10$ ), conformément aux études récentes, théoriques (Longuet-Higgins, Cokelet, 1978) et expérimentales (Bonmarin, Ramamonjisoa, 1985). La valeur locale de la cambrure sert de premier critère de déferlement. Par ailleurs, celui-ci se traduit généralement par des variations rapides avec des niveaux importants, des pentes  $\eta_x$  et  $\eta_y$ . L'identification d'une crête déferlante peut ainsi s'effectuer avec le minimum d'ambiguïté. L'ensemble de ces faits est illustré sur la figure 3 c. On observe qu'au déferlement correspond une augmentation très importante de la puissance rétrodiffusée radar ; celle-ci paraît largement associée au déferlement, sa valeur étant comparativement beaucoup plus faible dans des zones où ce phénomène est absent.

Une étude très approfondie de l'effet du déferlement sur la réflexion a été entreprise (Lifermann, 1987). Les divers travaux qui lui sont consacrés (Kwoh, Lake, 1983 ; Banner, Fooks, 1983 ; Monahan *et al.* 1969 ; Nordberg, 1971 ; Rosenkranz, 1972 ; ...) ne permettent pas d'apporter des explications définitives. Toutefois, il semble acquis que l'écume associée au déferlement ne peut être responsable du haut niveau de réflexion. Les moyens spécifiques de l'IMST pour étudier l'évolution des profils des trains de vagues déferlants mettent assez clairement en évidence l'existence d'une zone plane de grande étendue précédant la crête déferlante. Un haut niveau de réflexion spéculaire devrait normalement lui être associé. L'existence d'une deuxième zone après le déferlement n'est cependant pas aussi nette.

### Réflexion par des champs de vagues de vent

Sauf dans les zones de déferlement, les trains de houle sont relativement simples, dans leurs structures temporelle et spatiale. Cette simplicité disparaît avec les vagues de vent. Différents éléments nouveaux interviennent en effet, tels que le caractère tridimensionnel et aléatoire des mouvements, la présence simultanée d'oscillations d'échelles spatiales très diverses. Le degré de complexité de la topographie de la surface de l'eau augmente avec la vitesse du vent.

La figure 4 donne des exemples de signaux de réflexion de l'onde radar de 5,3 GHz par des champs de vagues engendrés par un vent de 3,6 m/s (b) et par un vent de 6 m/s (c). Des indications sur les échelles des oscillations de la surface de l'eau sont fournies par les densités spectrales d'énergie des pentes longitudinale  $\eta_x$  et transversale  $\eta_y$  (a).

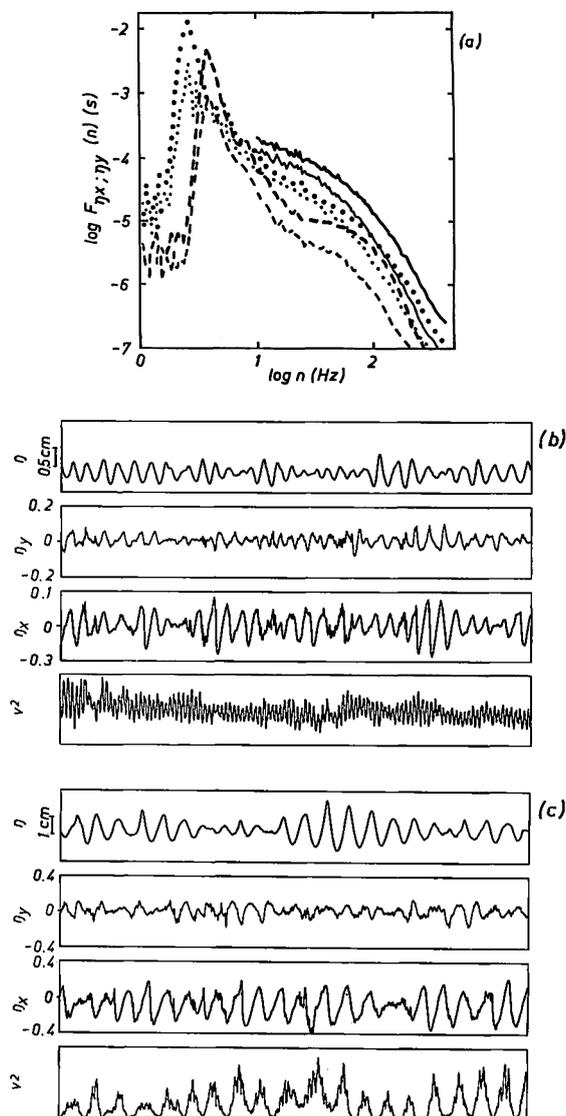


Figure 4

a) Densités spectrales d'énergie des pentes longitudinales et transversales de champs de vagues de vent au fetch  $X \approx 25$  m. Vent de 3,6 m/s : --- ( $\eta_x$ ) ; --- ( $\eta_y$ ). Vent de 6 m/s ... ( $\eta_x$ ) ; ... ( $\eta_y$ ). Vent de 8,1 m/s — ( $\eta_x$ ) ; — ( $\eta_y$ ).

b) et c) Même légende que pour la figure 3 mais pour des vagues engendrées au fetch  $X \approx 25$  m par un vent de 3,6 m/s (b) et un vent de 6 m/s (c).

a) Spectra of the downwind and crosswind slopes for wind-generated waves at fetch  $X \approx 25$  m. Wind velocity 3.6 m/s : --- ( $\eta_x$ ) ; --- ( $\eta_y$ ). Wind velocity 6 m/s : ... ( $\eta_x$ ) ; ... ( $\eta_y$ ). Wind velocity 8.1 m/s : — ( $\eta_x$ ) ; — ( $\eta_y$ ).

b) and c) Same legend as for Figure 3 but for waves generated at fetch  $X \approx 25$  m by wind of 3.6 m/s (b) and 6 m/s (c) velocity.

Au vent de 3,6 m/s correspond une onde dominante de fréquence d'environ 4 Hz (longueur d'onde  $\approx 10$  cm), de hauteur caractéristique 8 mm. La cambrure significative est ainsi d'environ 8 %. Dans le signal de réflexion, on n'observe aucune indication sur la présence d'oscillations aux fréquences des vagues, ce qui est confirmé par l'analyse spectrale du signal.

Au vent de 6 m/s correspond une onde dominante de fréquence voisine de 2 Hz (longueur d'onde  $\approx 40$  cm), de hauteur caractéristique 2,4 cm ; d'où une cambrure significative de 0,06 environ. Les oscillations à la fréquence de l'onde dominante sont maintenant nettement visibles sur le signal rétrodiffusé radar.

La différence nette qui vient d'être notée pour le

signal de réflexion dans les deux cas précédents est surprenante à première vue. Cependant, elle est à rapprocher d'autres résultats d'observations récentes en soufflerie (Parsons, Miller, 1985) mais pour lesquels la tache illuminée a été focalisée de sorte qu'elle ne corresponde qu'à une fraction des longueurs d'ondes des vagues dominantes. La différence pourrait s'expliquer en tenant compte des valeurs respectives du paramètre de rugosité  $(\eta^2)^{1/2}/\lambda_r$  ( $\lambda_r$ : longueur d'ondes radar): 0,035 à 3,6 m/s et 0,10 à 6 m/s. L'augmentation du paramètre aurait tendance à accroître la cohérence du signal rétrodiffusé radar.

Pour des vitesses du vent supérieures à 8 m/s environ, on a constaté que le déferlement était de nouveau l'élément prépondérant à l'origine de la réflexion. On aboutit à des signaux intermittents du type de celui de la figure 3 c mais le taux d'intermittence dépend de la vitesse du vent.

### Réflexion par des champs combinés de houle et de vagues

Par les actions simultanées du générateur de houle et du vent, des champs combinés de houle et de vagues ont été produits. On a pu simuler les états de surface à deux échelles, généralement considérées dans les modèles théoriques de rétrodiffusion.

La figure 5 présente un ensemble de données sur les champs des oscillations à la surface de l'eau et sur le signal rétrodiffusé radar (13,6 GHz) dans le cas d'une combinaison de houle de faible cambrure (fig. 3 a) et de vagues engendrées par un vent de 3,6 m/s (fig. 4 b). Les deux échelles principales des oscillations sont nettement visibles dans la répartition spectrale de l'énergie des pentes (fig. 5 a). Les échelles spatiales sont les mêmes que pour les figures 3 a et 4 b: houle de fréquence 1 Hz (longueur d'onde: 1,56 m); vagues de vent dominantes de longueur d'onde: 10 cm. Ainsi, entre deux crêtes d'une houle il y a environ 15 longueurs d'onde de vagues. D'après la figure 5 b, à chacune des échelles des oscillations correspond une vitesse de propagation relativement conforme à la prévision de la théorie linéaire. D'après la figure 5 c, le signal rétrodiffusé radar présente des oscillations dont l'enveloppe oscille à la période de la houle. Le signal est beaucoup plus complexe que celui obtenu en l'absence de vent (fig. 3 a), mais il présente une ressemblance avec le signal rétrodiffusé (fig. 3 b) qui correspond à une onde de Stokes alors que les signaux caractéristiques des états de la surface de l'eau sont nettement différents; la ressemblance n'est pas immédiatement explicable. La différence nette entre les signaux rétrodiffusés des figures 3 c et 5 c suggère que la modélisation analytique de la rétrodiffusion devrait être plus complexe que celle proposée par Jackson (1979) qui ignore les interactions entre les deux échelles d'oscillations.

Comme dans les cas précédents, à des vitesses du vent plus élevées, le déferlement est prépondérant.

### Remarques

Les données acquises au cours des expériences présentées succinctement dans cet article ont été analysées d'une manière plus détaillée (Lifermann, 1987). En particulier, un modèle tenant compte des effets de

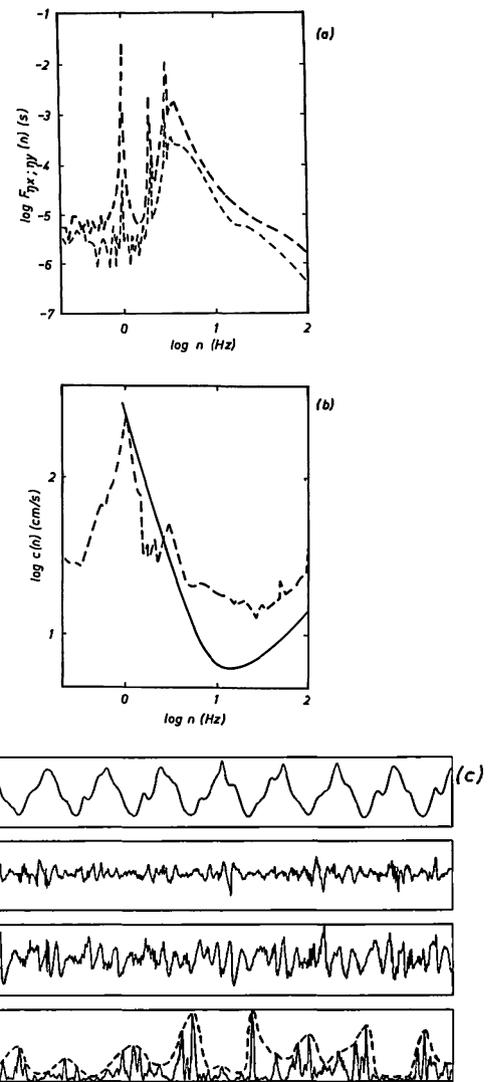


Figure 5

Résultats relatifs à la combinaison d'une houle de faible cambrure (0,02) et d'un vent de faible vitesse (3,6 m/s): a) Spectres des pentes longitudinale (---) et transversale (---); b) Relations de dispersion expérimentale (---) et théorique (—); c) Echantillons des variations temporelles (voir figure 3).

Results for combination of swell at small steepness (0.02) and wind at small velocity (3.6 m/s):

a) Spectra of downwind (---) and crosswind (---) slopes; b) Observed (---) and theoretical (—) dispersion relations; c) Samples of time variations (see Figure 3).

courbure a été mis en œuvre pour simuler la réflexion sur des houles simples (houle d'Airy et houle de Stokes). Les résultats obtenus prédisent d'une manière assez remarquable les observations. Pour les incidences considérées, la réflexion spéculaire reste le processus dominant.

Compte tenu de ce qui précède, les résultats acquis devraient aider à l'analyse de la rétrodiffusion des hyperfréquences à la surface de la mer observée à courte ou moyenne distance (radars sur plateformes ou sur avion). Les modèles de rétrodiffusion habituels ne permettaient pas d'effectuer cette analyse correctement (Jackson *et al.*, 1985). En revanche, la transposition des résultats à des observations à très grande distance (capteurs sur satellite) nécessite des recherches complémentaires.

Le fait qu'en soufflerie « l'âge des vagues » engen-

drées par le vent soit beaucoup plus faible que l'âge des vagues en mer ne devrait pas entraîner de difficultés particulières dans le degré de simulation des phénomènes d'interaction considérés. Par contre ce facteur est connu pour être très important dans les mécanismes de formation des vagues par le vent. Le générateur de houle est un moyen assez habituel pour augmenter « artificiellement » l'âge des vagues.

### Remerciements

Les auteurs remercient vivement MM. Lefebvre

(GRGS) et Lannelongue (CNES) qui sont à l'origine de cette étude coopérative. Les aides techniques de MM. Chapuis, Lopez et Moreau du CNES ainsi que des techniciens de l'IMST-Luminy ont été précieuses au cours de la préparation et la réalisation des expériences. M. Bourguel (IMST) a largement contribué à la mise en place des méthodes de traitement des données ; A.M. Rugiero (IMST) a pris à sa charge l'ensemble des travaux matériels de mise en forme de cet article.

L'étude a bénéficié des supports financiers du CNES et du GRGS ainsi que de l'IFREMER (séjour de B. Jähne).

### RÉFÉRENCES

- Banner M. L., Fooks E. H.**, 1985. On the microwave reflectivity of small-scale breaking water waves, *Proc. R. Soc. London Ser. A*, **399**, 93-109.
- Benjamin T. B., Feir J. E.**, 1967. The disintegration of wave trains on deep water, *J. Fluid. Mech.*, **27**, 417-430.
- Bonmarin P., Ramamonjiarisoa A.**, 1985. Deformation to breaking of deep water gravity waves, *Exp. Fluids*, **3**, 11-16.
- Brown G. S.**, 1977. The average impulse response of a rough surface and its applications, *IEEE Trans. Antennas Propag.*, **AP-25**, 67-74.
- Cauliez G.**, 1987. Measuring the wind-induced water surface flow by laser Doppler velocimetry, *Exp. Fluids* (to appear).
- Cauliez G., Ramamonjiarisoa A.**, 1984. Interfacial motion observed during experiments on air-water gas transfer. in : *Gas Transfer at Water Surfaces*, edited by W. Brutsaert and G.H. Jirka, D. Reidel Publishing Company, 171-180.
- Dudis J. J.**, 1981. Interpretation of phase velocity measurements of wind-generated surface waves, *J. Fluid Mech.*, **6**, 241-249.
- Hasselmann K.**, 1978. Radar measurements of wind and waves. *Boundary-Layer Meteorol.*, **13**, 405-412.
- Jackson F. C.**, 1979. The reflexion of impulses from a nonlinear random sea, *J. Geophys. Res.*, **84**, 4939-4943.
- Jackson F. C., Walton W. T., Peng C. Y.**, 1985. A comparison of in situ airborne radar observations of ocean wave directionality, *J. Geophys. Res.*, **90**, N° C1, 1005-1018.
- Jähne B.**, 1985. Transfer process across the free water surface, Rep. Inst. für Umweltphysik, Univ. of Heidelberg, Heidelberg, West-Germany.
- Knott E. F.**, 1984. Far field RCS measurement ranges, in : *Techniques of Radar Reflectivity Measurement*, edited by N.C. Currie, Artech House, Inc., 249-292.
- Kwoh D. S., Lake B. M.**, 1984. The nature of microwave backscattering from water waves, Rep. TRW Space and Technology Group, California 90278, USA.
- Lamb H.**, 1932. *Hydrodynamics*, edited by Cambridge University Press. 738 p.
- Lange P. A., Jähne B., Tschiersch J., Ilmberger T.**, 1982. Comparison between an amplitude measuring wire and a slope-measuring Laser wave gauge, *Rev. Sci. Instrum.*, **53**, 5, 651-655.
- Lifermann A.**, 1987. Contribution à l'étude des interactions entre hyperfréquences et champs d'ondes de surface, *Thèse. 3<sup>e</sup> cycle, Université Paul Sabatier*, Toulouse, 102 p.
- Longuet-Higgins M. S., Cokelet E. D.**, 1978. The deformation of steep surface waves on water. II. Growth of normal-mode instabilities, *Proc. R. Soc. London A, Ser.*, **364**, 1-28.
- Monahan E. C. and Zietlow C. R.**, 1969. Laboratory comparisons of fresh-water and salt-water whitecaps, *J. Geophys. Res.*, **74**, 6961-6966.
- Nordberg N. et al.**, 1981. Measurements of microwave emission from a foam-covered, wind driven sea, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 429-435.
- O'Brien J. J.**, 1982. Scientific opportunities using satellite wind stress measurements over the ocean, *Rep. of the S<sup>3</sup> Working Group, NASA*, 153 p.
- Parsons C. L., Miller L. S.**, 1987. A laboratory study of normal incidence microwave backscattering at 5.625 and 13.5 GHz, *Radio Sci.* (submitted).
- Rosenkranz P. W. et al.**, 1972. Microwave emissivity of oceanic whitecap and their relation to remote sensing measurements of surface wind speed, *J. Geophys. Res.*, **79**, 444-452.
- Valenzuela G. R.**, 1978. Interaction of electromagnetic and oceanic waves, *Boundary-Layer Meteorol.*, **13**, 61-85.