



# Caractérisation des états de mer à partir de mesures par radar aéroporté

Eva Le Merle

Unité de Recherche : LATMOS

Équipe : ESTER (Etude des surfaces, Télédétection, Expérimentation, Représentation)

Encadrant : Danièle Hauser

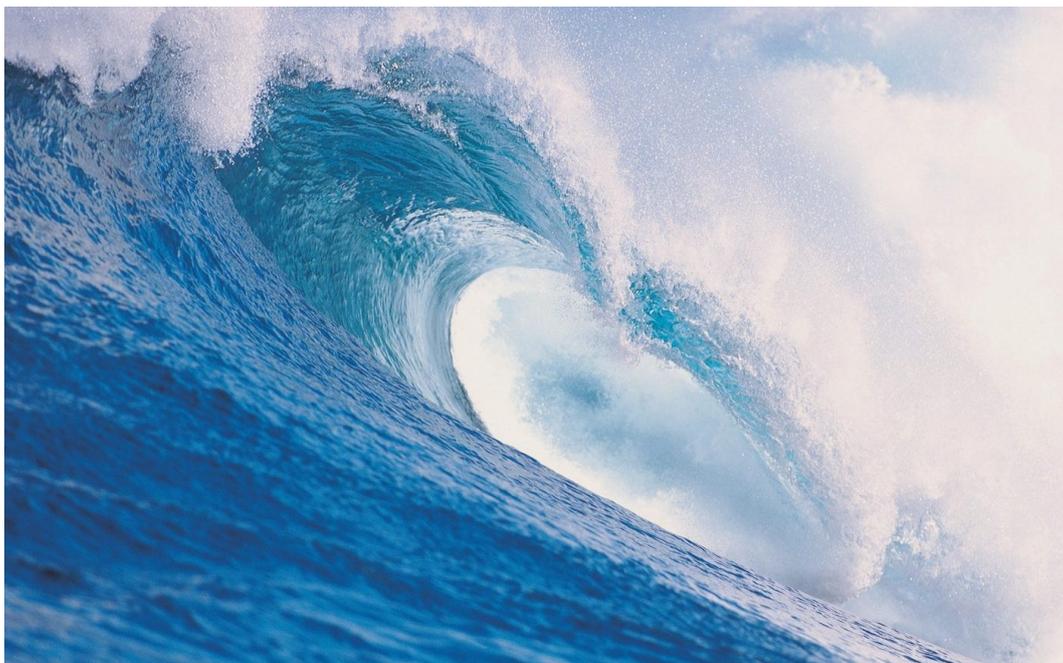


FIGURE 1 – Vagues déferlant. Le déferlement est la manière dont les vagues dissipent leur énergie. ([www.skyhdwallpaper.com/](http://www.skyhdwallpaper.com/))

## Table des matières

<b>Résumé</b>	<b>3</b>
<b>Introduction</b>	<b>4</b>
<b>1 Description de la surface océanique</b>	<b>5</b>
1.1 Evolution en un point de la surface . . . . .	5
1.2 Description des spectres d'énergie . . . . .	6
1.3 Les différents types de spectres . . . . .	7
1.3.1 Spectre de houle . . . . .	7
1.3.2 Spectre Pierson-Moskowitz . . . . .	7
1.3.3 Spectre JONSWAP . . . . .	7
<b>2 Mesure par télédétection radar au dessus des océans</b>	<b>8</b>
2.1 Coefficient de rétrodiffusion . . . . .	8
2.2 Mécanisme de rétrodiffusion . . . . .	9
<b>3 Les modèles numériques, présentation du modèle MF-WAM</b>	<b>9</b>
<b>4 Mesure des spectres de vagues</b>	<b>11</b>
4.1 Les bouées houlographes . . . . .	11
4.2 Présentation du radar KuROS . . . . .	12
4.3 Principe de mesure du radar KuROS . . . . .	13
<b>5 Présentation de la campagne de mesure HyMeX</b>	<b>15</b>
<b>6 Méthodologie d'analyse</b>	<b>15</b>
<b>7 Résultats et discussions</b>	<b>18</b>
7.1 Etude du vol 11 . . . . .	18
7.2 Etude du vol 18 . . . . .	21
7.3 Discussion plus générale . . . . .	27
<b>Conclusion et perspectives</b>	<b>29</b>
<b>Remerciements</b>	<b>29</b>
<b>Annexes</b>	<b>31</b>

## Résumé

L'étude de la surface océanique est un sujet important autant pour les besoins opérationnels que pour les besoins scientifiques. Un radar aéroporté a été développé par le LATMOS (Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales) afin de préparer une future mission spatiale qui étudiera le vent et les caractéristiques des vagues de la surface océanique.

Au cours de cette étude les données du radar aéroporté acquises lors de la campagne HyMeX (Hydrological Cycle in Mediterranean Experiment) ont été analysées. Ces données ont été comparées avec d'autres données issues du modèle numérique MF-WAM et de la bouée Lion située dans le Golfe du Lion.

Cette étude a permis de mettre en évidence que les modèles numériques n'étaient pas assez performants pour représenter les variations de la surface océanique à petite échelle et que la méthode d'inversion des signaux radars est appropriée pour les faibles états de mer. Par ailleurs, l'étude des variations de la fonction de transfert a permis de voir que la méthode d'inversion des signaux radars était à améliorer pour les forts états de mer. Enfin, le fait d'avoir mené ce travail avec deux versions différentes du modèle numérique a permis de montrer que l'apport d'une fine résolution n'était pas flagrant.

## Introduction

Historiquement, l'étude de la surface océanique est une science assez jeune qui a vu son essor avec l'organisation du débarquement en Normandie lors de la seconde guerre mondiale. Aujourd'hui, la connaissance de la surface des océans est essentielle, d'une part pour les besoins opérationnels comme la prévision météorologique marine, la navigation ou encore les plateformes pétrolières, et d'autre part pour les besoins scientifiques. En effet, son étude permet une meilleure compréhension des vagues et de leurs interactions, mais aussi des interactions entre l'océan et l'atmosphère ou encore entre le signal électromagnétique et la surface océanique. Au départ la hauteur des vagues était mesurée à l'œil nu par les marins, aujourd'hui il existe différentes techniques qui permettent de mesurer les états de mer comme les bouées ou encore la technique du radar. Il est aussi possible de prédire les états de mer grâce à des modèles numériques.

Les premières études de la surface océanique ont été effectuées à partir d'observations in situ fournies par des bouées. Cependant, afin de mieux comprendre les interactions entre les vagues il est nécessaire d'avoir une couverture globale. Le développement de la théorie de la dynamique des vagues, le bond technologique réalisé en informatique, ainsi que la sophistication des moyens d'observation des vagues ont contribué à l'amélioration de la modélisation. Au départ il s'agissait de modèles simples qui se sont développés au fil du temps. Il existe trois générations de modèles. Aujourd'hui, on utilise essentiellement les modèles de troisième génération qui sont les modèles les plus avancés parce qu'ils prennent en compte les interactions non linéaires entre les vagues.

Depuis les années 80, le développement des outils de télédétection a permis d'acquérir une grande quantité de mesures sur une couverture globale en peu de temps. Plusieurs appareils de télédétection active sont utilisés, comme les altimètres qui permettent de mesurer la hauteur des vagues, les diffusomètres qui permettent de mesurer la vitesse et la direction du vent ou certains radars, tels que les radars à synthèse d'ouverture, qui permettent de caractériser les états de mer en déterminant la direction, l'amplitude et la longueur d'onde des vagues ou encore la distribution d'énergie des vagues sur la surface des océans en fonction de la fréquence (ou du nombre d'onde).

China-France Oceanography Satellite (CFOSAT) est une nouvelle mission en préparation par les agences spatiales Chinoise et Française. Le satellite sera équipé d'un diffusomètre en bandes Ku développé par la Chine, pour mesurer les vents au niveau de la surface océanique, et d'un radar à ouverture réelle en bande Ku nommé SWIM (Surface Wave Investigation and Monitoring) dédié à explorer les caractéristiques des vagues de la surface océanique. Ce dernier a été imaginé en France, par le LATMOS (Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales). Il a été réalisé par Thales Alenia Space Industry avec le support du Centre National d'Etudes Spatiales (CNES).

En préparation à cette mission, un radar aéroporté, appelé Ku-Band Radar for Observation of Surfaces (KuROS), a été développé par le LATMOS. L'objectif principal de ce radar est d'optimiser les choix d'implémentation pour le satellite CFOSAT, de préparer les méthodes d'inversion de données et de valider les mesures qui seront faites par ce dernier une fois en orbite. Aussi, KuROS permet de mieux comprendre les caractéristiques de la surface océanique en mesurant d'une part la section efficace radar normalisée et d'autre part la vitesse Doppler de l'écho radar. L'idée d'étudier la surface océanique par radar aéroporté est née aux Etats Unis dans les années 80. Avant KuROS, il y a eu deux générations de radar en bande C : RESSAC [Hauser et al., 1992] et STORM (2002).

L'objectif de ce stage est d'étudier les caractéristiques de la surface océanique (hauteur, di-

rection, fréquence et répartition d'énergie des vagues) à l'aide de mesures obtenues par le radar aéroporté KuROS et de les comparer à des données du modèle numérique MF-WAM, utilisé par Météo France, et des données in situ enregistrées par les bouées. Comparer les données de ces trois types d'outils va permettre de savoir quelles sont les limites de chacun et quelles améliorations sont à apporter.

La première partie du rapport constituera la description de la surface océanique, la seconde partie expliquera les mesures par télédétection radar au dessus des océans, ensuite, les modèles numériques seront présentés dans la troisième partie. La quatrième partie expliquera la mesure des spectres de vagues par les différents outils. Dans la cinquième partie, la campagne HyMEX sera présentée. La sixième partie expliquera la méthodologie qui a été utilisée pour comparer les données tandis que la dernière partie présentera l'analyse des résultats.

## 1 Description de la surface océanique

### 1.1 Evolution en un point de la surface

La surface océanique est constituée d'une superposition de vagues assimilées à des ondes caractérisées par leur longueur d'onde, leur direction de propagation et leur amplitude. Ces vagues interagissent entre elles et varient de manière irrégulière dans l'espace et le temps. Cependant, les propriétés de l'océan variant lentement dans l'espace et le temps, elles peuvent être traitées comme une superposition d'ondes monochromatiques.

Le caractère dispersif de ces ondes est décrit par la relation de dispersion suivante :

$$\omega^2 = \left(kg + \frac{\tau k^3}{\rho}\right) \tanh(kd) \quad (1.1)$$

Avec  $d$  la profondeur d'eau,  $\rho$  la masse volumique de l'eau,  $\tau$  la tension superficielle de l'eau de mer,  $g$  l'accélération de la pesanteur,  $\omega$  la pulsation et  $k$  le nombre d'onde tel que  $k = 2\pi/\lambda$  avec  $\lambda$  la longueur d'onde.

La vitesse à laquelle progresse la crête des vagues est appelée vitesse de phase et est donnée par :

$$V_\phi = \frac{\omega}{k} \quad (1.2)$$

Ainsi, en combinant l'équation (1.2) avec l'équation (1.1) on remarque que la vitesse de phase dépend de la longueur d'onde. Cette dépendance permet de définir trois catégories de vagues :

- Les vagues capillaires, pour lesquelles la vitesse de phase diminue quand la longueur d'onde diminue :  $\lambda < \lambda_{min}/3 = 0.57cm$
- Les vagues de gravité, pour lesquelles la vitesse de phase diminue quand la longueur d'onde diminue :  $3\lambda_{min} = 5.19cm < \lambda$
- Les vagues de transition capillarité-gravité :  $\lambda_{min}/3 = 0.57cm < \lambda < 3\lambda_{min} = 5.19cm$

Où  $\lambda_{min}$  correspond à la longueur d'onde pour laquelle la vitesse de phase est minimale.

Au cours de ce stage, l'étude concerne le cas des ondes de gravité en eau profonde. Ainsi l'équation de dispersion se simplifie et devient :

$$\omega^2 = kg \quad (1.3)$$

Il est impossible d'étudier la surface océanique vagues par vagues car celles-ci ne sont jamais rigoureusement monochromatiques et interagissent entre elles. De plus, lorsque l'on étudie

la surface océanique on souhaite en pratique connaître l'évolution de certaines propriétés des vagues sur des distances bien supérieures à la longueur d'onde. On préfère donc une approche statistique ou une approche spectrale.

## 1.2 Description des spectres d'énergie

Le caractère aléatoire des vagues est le plus souvent représenté par l'analyse spectrale. Le spectre directionnel des hauteurs de vagues est relié à la distribution d'énergie dans l'intervalle  $[f, f + df]$  pour un spectre en fréquence et  $[k, k + dk]$  pour un spectre en nombre d'onde.

Le spectre directionnel de hauteurs des vagues est défini dans l'équation (1.4) comme la transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation des hauteurs notée  $C(\vec{x}, \vec{r}, t, \tau)$  :

$$E(\vec{k}, \omega) = \frac{1}{(2\pi)^3} \int_{\vec{r}} \int_{\tau} C(\vec{x}, \vec{r}, t, \tau) \cdot e^{-i(\vec{k} \cdot \vec{r} - \omega t)} d\vec{r} d\tau \quad (1.4)$$

L'énergie du spectre est donnée par la variance des hauteurs de la surface océanique définie comme :

$$\langle \sigma^2 \rangle = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} E(\vec{k}, \omega) d\vec{k} d\omega \quad (1.5)$$

Souvent on exprime les spectres en fonction de la fréquence  $f$ , (avec  $\omega = 2\pi f$ ) qui se déduit de la valeur  $k$  calculée grâce à la formule de dispersion (équation (1.3)), et en fonction de  $\phi$  déterminé grâce à la direction du vecteur d'onde  $\vec{k}$ .

Les équations (1.4) et (1.5) sont générales, le temps et l'espace sont tous deux considérés comme des variables, mais elles peuvent être simplifiées si l'on considère un processus décrit selon l'une des variables, l'espace ou le temps. Ainsi, les spectres peuvent aussi être simplifiés en s'exprimant seulement en fonction du nombre d'onde ou de la pulsation  $\omega$ .

Le spectre en nombre d'onde  $G(k)$  et le spectre en fréquence  $E(f)$  sont reliés par la relation (1.6) :

$$E(f, \phi) df d\phi = G(k, \phi) k dk d\phi \quad (1.6)$$

On définit aussi le spectre omnidirectionnel qui représente la distribution d'énergie intégrée selon  $\phi$  en fonction de la fréquence ou du nombre d'onde :

$$E(f) df = \int_0^{2\pi} E(f, \phi) df d\phi \quad (1.7)$$

$$E(f) df = G(k) dk \quad (1.8)$$

L'état de mer est couramment décrit par plusieurs paramètres comme la hauteur significative des vagues, notée  $H_s$  (équation (1.9)), égale à quatre fois l'écart type des élévations de la surface. Cette hauteur caractérise l'énergie des vagues et est également assimilée à la hauteur  $H_{1/3}$  qui correspond au tiers supérieur de la distribution totale des élévations.

$$H_s = 4 \cdot \sqrt{\langle \sigma^2 \rangle} \quad (1.9)$$

On définit également la fréquence pic (ou le nombre d'onde pic) qui correspond à la fréquence (ou au nombre d'onde) pour laquelle le spectre en fréquence (ou en nombre d'onde),

bidirectionnelle ou omnidirectionnel, est maximum. Cette fréquence pic permet de déterminer la direction de propagation des plus hautes vagues.

Pour la suite de ce rapport il est nécessaire d'introduire la notion de spectre de pentes des vagues. En utilisant une des propriétés de la transformée de Fourier on peut exprimer le spectre des pentes en fonction du spectre des hauteurs par la relation (1.10) :

$$S_p(k) = k^2 G(k) \quad (1.10)$$

### 1.3 Les différents types de spectres

Le spectre des vagues retranscrit toutes les variations qui apparaissent dans le champ de vague telles que leur génération, leur dissipation ou encore leur propagation. Suivant si la mer est jeune ou plutôt bien développée, elle sera décrite par différents types de spectres. En effet, l'état de la mer sera décrit soit par les spectres de houle (mer de houle), ou de Pierson-Moskowitz [1964] pour une mer bien développée, soit par le spectre de JONSWAP pour une mer jeune.

#### 1.3.1 Spectre de houle

Une mer de houle est une mer dont les vagues se sont propagées en dehors de la zone de formation. De ce fait, les caractéristiques de la houle sont indépendantes du vent local. Aussi, le spectre d'une mer de houle est caractérisé par une forme étroite, en fonction du nombre d'onde ainsi que de l'étalement angulaire, et la localisation de l'énergie est restreinte au domaine des grandes longueurs d'onde.

Le spectre de la houle peut s'écrire :

$$G(k) = \frac{\langle \sigma^2 \rangle}{\sqrt{2\pi} \cdot \sigma_1} \exp\left(-\frac{1}{2} \left(\frac{k - k_p}{\sigma_1}\right)^2\right) \quad (1.11)$$

Avec  $\langle \sigma^2 \rangle$  la variance des hauteurs. Elle est déduite de la hauteur significative calculée grâce à l'expression (1.9).  $\sigma_1$  définit la largeur de la gaussienne et  $k_p$  est le nombre d'onde pic.

#### 1.3.2 Spectre Pierson-Moskowitz

Lorsque le vent souffle constamment depuis un certain temps et sur une distante suffisante, les vagues atteignent leur plein développement. L'une des formes spectrales utilisées pour décrire le spectre d'une mer de vent bien développée est celle proposée par [Pierson and Moskowitz, 1964]. Le spectre omnidirectionnel s'écrit :

$$E(f) = \alpha \cdot g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} \exp\left(-\frac{5}{4} \left(\frac{f}{f_p}\right)^{-4}\right) \quad (1.12)$$

Où  $\alpha = 8.110 \cdot 10^{-3}$  et  $f_p = \frac{0.13g}{U}$  est la fréquence pic, avec  $g$  l'accélération de la gravité et  $U$  la vitesse du vent.

#### 1.3.3 Spectre JONSWAP

Dans le cas de fetch limité, l'état de mer n'est pas complètement développé, c'est à dire que la croissance des vagues dépend du vent et du fetch. On appelle fetch la distance d'action d'un vent supposé constant. Le spectre des vagues est alors fonction du vent et du fetch. Le spectre JONSWAP permet de décrire ce type d'état de mer, il s'exprime grâce à l'équation (1.13) :

$$E(f) = \alpha \cdot g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} \exp\left(-\frac{5}{4} \left(\frac{f}{f_p}\right)^{-4}\right) \gamma^\Gamma \quad (1.13)$$

Où  $\gamma = 3.3$  et  $\Gamma = \exp\left(-\frac{(f-f_p)^2}{2\sigma^2 f_p^2}\right)$  avec  $\sigma = 0.07$  si  $f < f_p$  et  $\sigma = 0.09$  si  $f \geq f_p$ . La fréquence pic dépend de la vitesse du vent à 10 mètres  $U_{10}$  mais aussi du fetch  $X$  :

$$f_p = 3.5 \frac{g}{U_{10}} \left(\frac{gX}{U_{10}}\right)^{-3.33} \quad (1.14)$$

La [figure 2](#) représente les spectres de JONSWAP à un vent constant pour différents fetchs.

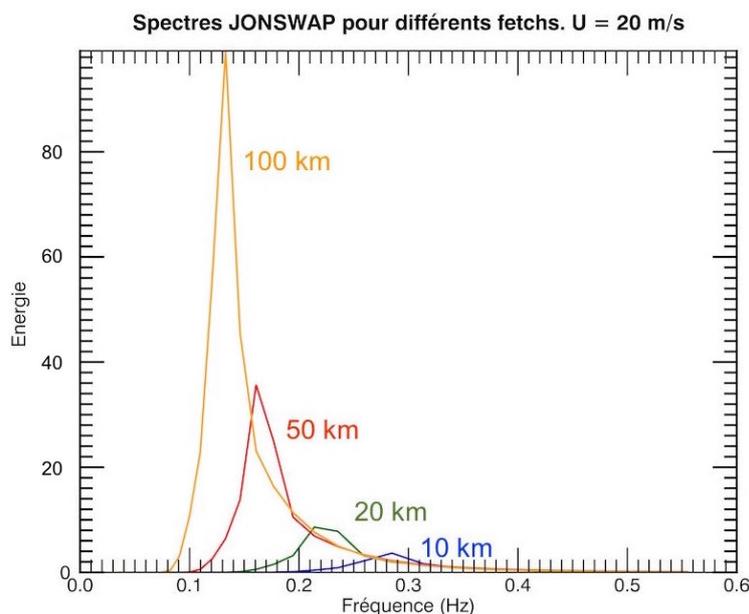


FIGURE 2 – Spectres de JONSWAP pour un vent à 10m soufflant à  $20\text{m/s}^{-1}$  selon différents fetchs. On remarque que plus le fetch augmente, plus l'énergie au pic est importante et plus le pic du spectre se décale vers les basses fréquences.

## 2 Mesure par télédétection radar au dessus des océans

Le RADAR (RADio Detection And Ranging) est un système qui utilise les ondes électromagnétiques pour détecter la présence d'objets et déterminer leur position ainsi que leur vitesse. Une partie des ondes envoyées est réfléchiée par la cible et constitue les signaux retours (appelés écho radar). Ces derniers vont être captés et analysés par le récepteur. Ils dépendent des caractéristiques de l'onde émise, telles que la longueur d'onde, la polarisation, mais aussi des propriétés diélectriques et géométriques de la cible comme la rugosité par exemple. La rugosité des surfaces océaniques est fonction des vagues créées localement ou qui se sont propagées depuis une certaine distance. Ainsi, la télédétection radar au dessus des océans permet d'accéder à des paramètres, liés aux vagues et/ou au vent, qui caractérisent la surface.

### 2.1 Coefficient de rétrodiffusion

Pour caractériser la réponse électromagnétique d'une cible ponctuelle, on définit un paramètre appelé section efficace de rétrodiffusion (SER) noté  $\sigma$ . Il est égal au rapport entre la puissance réfléchiée par la cible, et la puissance incidente à cette même cible et s'écrit de la manière suivante ([[Ulaby and Long, 2014](#)]) :

$$\sigma = \lim_{R \rightarrow +\infty} 4\pi R^2 \frac{|E_r|^2}{|E_i|^2} \quad (2.1)$$

Avec  $E_i$  le champ électrique incident et  $E_r$  le champ électrique réfléchi.

Pour une cible étendue, telle que la surface des océans, on définit, à partir de  $\sigma$ , le coefficient de rétrodiffusion  $\sigma_0$ , aussi appelé section efficace de rétrodiffusion normalisée (SERN) :

$$\sigma = \int_S \sigma_0 dS \quad (2.2)$$

Ce paramètre est sans dimension et relatif à une unité de surface. Lorsque la surface de réflexion est la surface océanique, la section efficace de rétrodiffusion est fonction de la distribution des pentes de la surface elle-même fonction de la vitesse et de la direction du vent.

Pour le cas d'une cible étendue, l'équation radar s'écrit ([Ulaby and Long, 2014]) :

$$P_r(R) = \frac{P_e \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \int_S G_e(\theta, \phi) G_r(\theta, \phi) \sigma_0 dS \quad (2.3)$$

Avec  $P_e$  la puissance émise par le radar,  $G_e$  le gain de l'antenne,  $R$  la distance radar-surface,  $\sigma_0$  le SERN,  $G_r$  le gain d'antenne à la réception et  $\lambda$  la longueur d'onde radar.

## 2.2 Mécanisme de rétrodiffusion

De façon simplifiée, deux mécanismes de rétrodiffusion sont distingués selon l'angle d'incidence de l'onde émise : la réflexion spéculaire qui domine à faible incidence (jusqu'à 15°) et la diffusion de Bragg pour les plus fortes incidences.

Si la surface océanique était plane, le signal radar serait réfléchi dans la même direction que la direction incidente, c'est la réflexion spéculaire. Le coefficient de rétrodiffusion radar est particulièrement sensible à la fonction de densité de probabilité des pentes qui caractérise la surface océanique. Pour un angle d'incidence inférieur à 15° du nadir la réflexion spéculaire est le phénomène dominant, cependant, la probabilité pour que les pentes soient perpendiculaires à la visée diminue lorsque le vent s'intensifie ou que l'angle d'incidence augmente. Ce comportement est illustré sur la [figure 3](#). Ainsi, pour un angle d'incidence faible,  $\sigma_0$  diminue quand la force du vent augmente.

Lorsque l'incidence est supérieure à 20°, les facettes de la mer dont la pente satisfait le critère de réflexion spéculaire se font rares. Malgré cela, la puissance reçue par le radar n'est pas nulle. Cela s'explique grâce au phénomène de diffusion raisonnée de Bragg qui apparaît pour une différence de marche proportionnelle à la demie longueur d'onde du signal électromagnétique. Ainsi, pour un signal radar, dont la longueur d'onde est centimétrique, ce sont les courtes vagues de capillarité-gravité qui participent à la rétrodiffusion. Lorsque la force du vent augmente, l'énergie de ces vagues et la variance des petites pentes augmentent, ainsi,  $\sigma_0$  augmente avec la force du vent.

## 3 Les modèles numériques, présentation du modèle MF-WAM

L'évolution des spectres de vagues est qualitativement bien compris. Le vent est à l'origine de la formation des vagues : si le vent souffle de manière constante et dans la même direction,

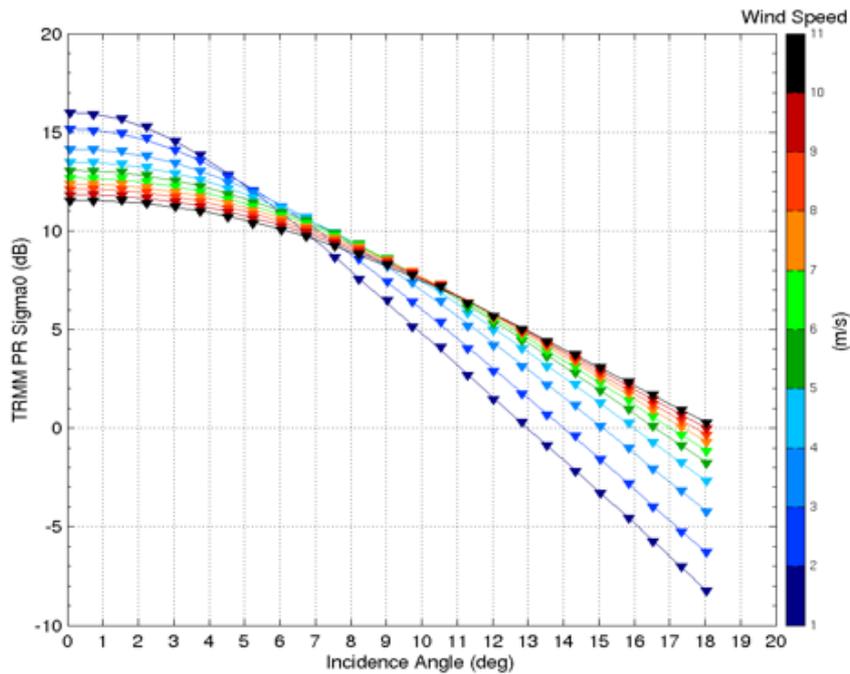


FIGURE 3 – Graphique indiquant la variation de  $\sigma_0$  en fonction de l'angle d'incidence. On remarque qu'au delà de  $10^\circ$  d'incidence, lorsque le vent augmente,  $\sigma_0$  augmente et la pente diminue. Figure fournie par B. Chapron en 2006 concernant les résultats issus d'une analyse des données du PR (Precipitation Radar), en Bande Ku, de la TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission - NASA).

les vagues vont se propager dans cette direction et grossir très rapidement. Bien qu'une grande partie de l'énergie apportée par le vent se dissipe lors du déferlement des vagues, l'autre partie est transférée des faibles vers les grandes longueurs d'ondes par des interactions non linéaires. Il existe trois catégories de modèles numériques de prévision de l'état de la mer : les modèles de première génération ne traitent pas les interactions avec les densités d'énergies voisines, ceux de deuxième génération prennent en compte les interactions simplifiées par le biais de paramétrisations physiques et enfin les modèles les plus développés, ceux de troisième de génération, qui prennent en compte les interactions non linéaires entre les vagues. Les modèles numériques de prévision d'état de la mer sont généralement basés sur la résolution de l'équation générale de l'évolution de la densité spectrale  $E(f, \phi)$  par propagation :

$$\frac{\partial E(f, \phi)}{\partial t} + v_g \cdot \nabla(E(f, \phi)) = S \quad (3.1)$$

Où  $v_g$  est la vitesse de groupe,  $\nabla$  représente le gradient spatial et  $S$  le terme source qui comprend l'apport d'énergie par le vent  $S_{in}$ , la dissipation  $S_{ds}$  et les interactions non linéaires entre les vagues  $S_{nl}$ . Ainsi, l'équation générale de l'évolution de l'énergie devient :

$$\frac{\partial E(f, \phi)}{\partial t} + v_g \cdot \nabla(E(f, \phi)) = S_{in} + S_{ds} + S_{nl} \quad (3.2)$$

MF-WAM (Météo-France Wave Model Forecast) est un modèle de prévision des états de mer (mer du vent et houles) dérivé du modèle WAM de troisième génération. Suivant ses différentes configurations régionales ou globales, ce modèle est « forcé » en entrée par des vents à dix mètres d'altitude issus de modèles de prévision numérique du temps : les versions Arpège et Arome sont ceux qui ont été utilisés pendant ce stage<sup>1</sup>.

1. Les sorties des modèles MF-WAM-Arpège et MF-WAM-Arome ont été fournies par Lotfi Aouf de Météo France.

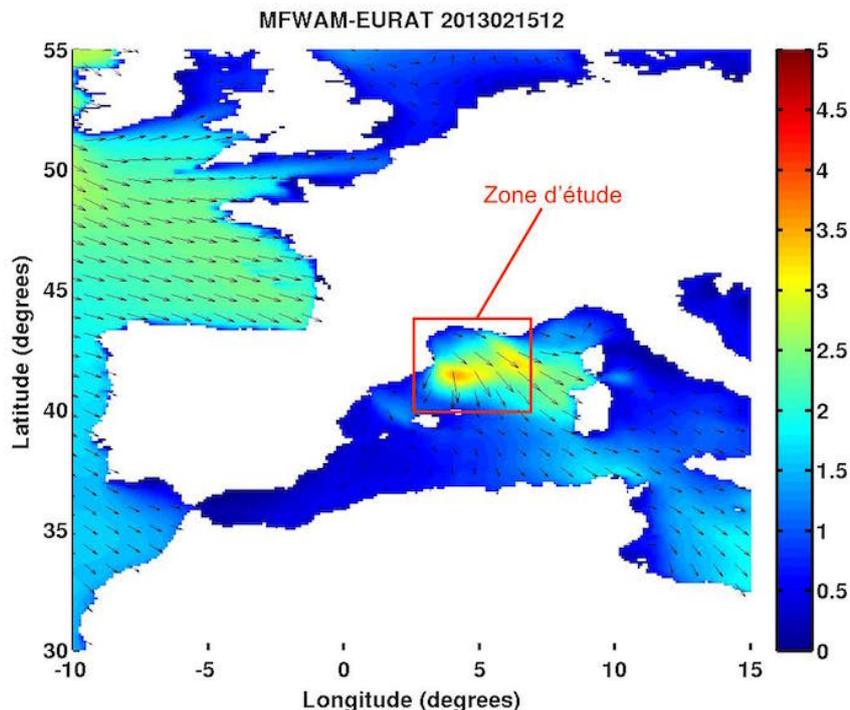


FIGURE 4 – Hauteur (m) et direction (flèches) des vagues dans le bassin méditerranéen le 15 février 2013 à 12h00 UTC fournis par MF-WAM - Arpège. La zone encadrée en rouge correspond à l’endroit où les vols de la compagnie HyMeX ont été effectués. Fournis par Lotfi Aouf.

La physique des vagues est prise en compte dans le but de modéliser le plus fidèlement possible les conditions de mer. Les prévisions sont régulièrement validées par comparaison à des observations indépendantes (bouées houlographes). L’espace est représenté par des « points de grille » répartis sur une grille géographique régulière en coordonnées longitude latitude. La résolution varie selon la configuration :

- Pour Arome, la résolution est de 0.025 dg, soit environ 2.5 km, sur le domaine 51.5N-41N ; 6W-10.5E, forcé avec les vents du modèle AROME.
- Pour Arpège, la résolution est de 0.1 dg, soit environ 10 km, sur le domaine 72N-20N ; 32W-42E, forcé avec les vents du modèle Arpège.

La [figure 4](#) illustre un a-exemple de champ de hauteur et de direction des vagues issus du simulateur MF-WAM-Arpège le 6 février 2013 à 15h00 UTC.

## 4 Mesure des spectres de vagues

### 4.1 Les bouées houlographes

Les bouées sont de véritables stations autonomes, elles permettent de connaître en temps réel les conditions de l’air (vent, pression...) et de la mer (hauteur des vagues, fréquence de houle...) au large et près des côtes. Il existe plusieurs types de bouées : des bouées non directionnelles, des bouées directionnelles (appelées houlographes), des bouées GPS, etc [[Hauser et al., 2005](#)]. La bouée qui a été utilisée pour cette étude est la bouée Lion, présentée à la [figure 5](#). Il s’agit d’un houlographe de la marque Datawell amarré dans le Golfe du Lion. Il est composé d’un accéléromètre dont l’axe sensible est l’axe vertical. Il mesure l’accélération à une fréquence de 20Hz, qui, intégrée deux fois, permet de calculer l’amplitude des vagues. Une autre bouée, de la marque Triaxis, comportait en plus deux accéléromètres montés perpendiculairement

mesurant les mouvements dans le plan de la bouée et permettant ainsi d'obtenir la direction de la houle. Les angles de roulis et tangage sont déterminés par des bobines montées autour du capteur et mesurant le couple électromagnétique par rapport à une bobine montée sur la plate forme stabilisée. La mesure de ces deux derniers permet de ramener la mesure de l'accélération, prise dans le plan de la bouée, dans le plan horizontal. La bouée Triaxis n'a pas été utilisée au cours de ce stage. Les mesures sont transmises en temps réel, par radio et enregistrées à bord.



FIGURE 5 – Photographie de la bouée Lion située à la latitude 42°N et à la longitude 4.64°E

## 4.2 Présentation du radar KuROS

Le radar KuROS est un radar aéroporté, il effectue ses mesures à bord d'un avion ATR42 opéré par le Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement (SAFIRE). Les mesures par KuROS sont possibles entre 500 et 3000 mètres d'altitude et la vitesse de l'avion est comprise entre 90 et 120  $m.s^{-1}$  environ. La fréquence centrale émise de ce radar est de 13.5 GHz (bande Ku) et sa puissance émise est de 11 W.

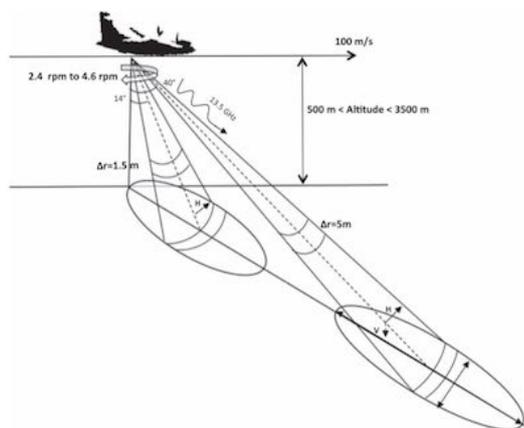


FIGURE 6 – Géométrie d'observation du radar KuROS montrant les empreintes au sol des antennes LI et MI. Figure issue de [Caudal et al. \[2014\]](#)

Il est composé de deux antennes (voir [figure 6](#)) :

- Une antenne à faible incidence (14°), appelée LI, permettant de mesurer les spectres de vagues. Cette antenne a une polarisation HH, elle émet et reçoit donc en polarisation horizontale. Lorsque le radar est configuré pour émettre et recevoir sur cette antenne, la largeur de bande

est de 100 MHz (25 – 125 MHz) correspondant à une résolution de 1.5 m.

- Une antenne à moyenne incidence (40°), appelée MI, pour mesurer le vent. Cette antenne peut être en polarisation HH ou VV, c'est à dire qu'elle est capable d'émettre et de recevoir en polarisation horizontale et verticale.

Afin d'avoir des mesures dans toutes les directions, les antennes peuvent tourner autour de l'axe verticale (figure 7), elles peuvent aussi être fixées pour faire des mesures à un angle d'azimut particulier. La vitesse de rotation peut être réglée entre 2.4 et 4.6 rpm (rotation-par-minute).

Afin de conserver la pression à l'intérieur de la cabine, les antennes pointent à travers une fenêtre de quartz de 40 mm d'épaisseur. Cependant, au cours des premiers vols, un effet de distorsion de l'antenne MI a été remarqué, ce dernier était dû à l'anneau métallique qui entoure la fenêtre de quartz. Ainsi, au cours de ce stage, seules les données de l'antenne LI, conçue pour la mesure des spectres directionnels de vagues, ont été utilisées.

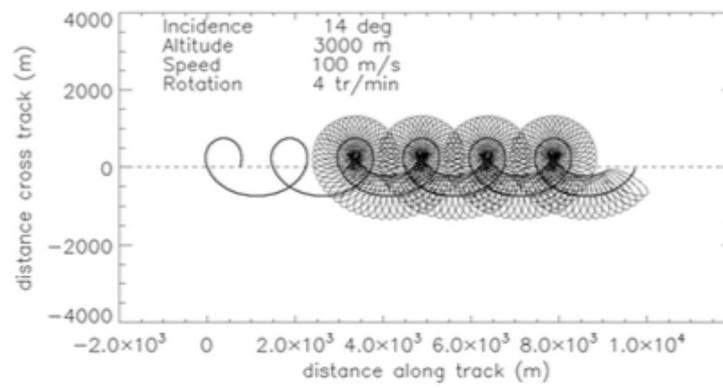


FIGURE 7 – Empreintes au sol toutes les 300 ms de l'antennes LI le long de la trajectoire de l'avion volant à une altitude de 3000 m à 100 m.s<sup>-1</sup>. La vitesse de rotation de l'antenne est de 4 rotations par minute. Figure issue de [Caudal et al. \[2014\]](#)

### 4.3 Principe de mesure du radar KuROS

Le radar KuROS fournit des mesures de la section efficace radar normalisée (figure 8.a). Aux incidences comprises entre 8° et 18° par rapport à la verticale, le mécanisme de diffusion est principalement spéculaire :

$$\sigma_0(\theta, \phi) = \frac{\rho\pi}{\cos^4\theta} p(\xi_x, \xi_y) \quad (4.1)$$

Avec  $p$  la fonction de densité de probabilité des pentes avec  $\xi_x$  et  $\xi_y$  perpendiculaire avec l'angle de visée.  $\rho$  est le coefficient de Fresnel pour l'incidence normale modifié afin de tenir compte des effets de diffraction.

Dans ces conditions une modification de la pente de la surface modifie  $\sigma_0$ . Ainsi, la présence de grandes vagues entraîne une variation des modulations du coefficient de rétrodiffusion [[Jackson et al., 1985a](#)] :

$$\delta\sigma(x, y) = \sigma(x, y) - \bar{\sigma}(x, y) \quad (4.2)$$

Où  $\bar{\sigma}(x, y)$  est la section efficace radar de la surface sans la présence de grandes vagues.

La modulation  $m(x, \phi)$  de la section efficace radar vue par le radar est  $\delta\sigma/\sigma$  moyenné dans la

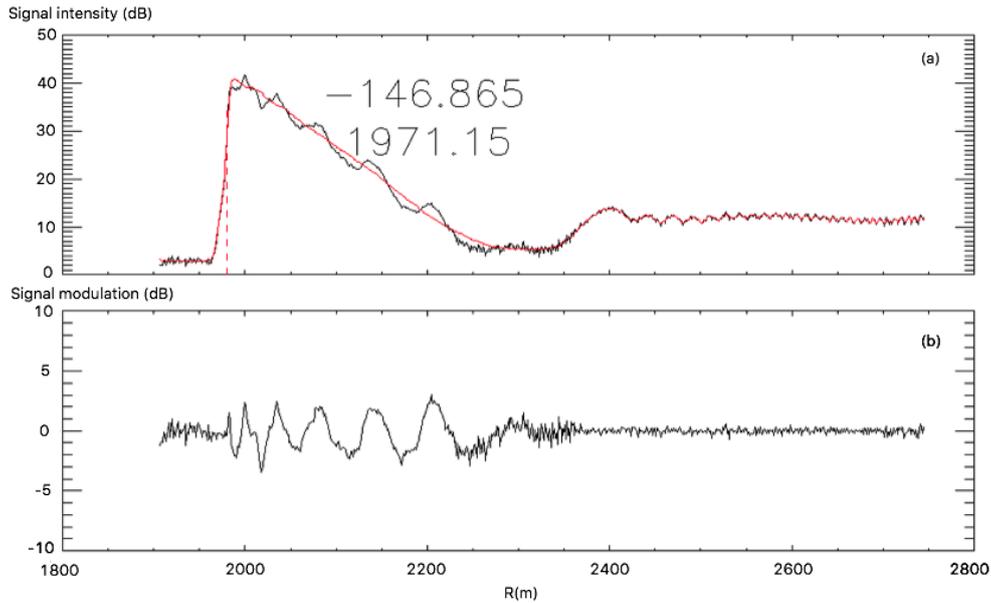


FIGURE 8 – (a) Profil de  $\sigma_0$  en fonction de la distance radiale radar-surface en mètre pour une direction de visée (en noir) et moyenné sur 30s, c'est à dire pendant une rotation d'antenne (rouge). (b) Modulations de  $\sigma_0$  en fonction de la distance radiale radar-surface.

direction perpendiculaire à la direction de visée [Jackson et al., 1985a, Caudal et al., 2014] :

$$m(x, \phi) = \frac{\int G^2(y)(\delta\sigma/\sigma) dy}{\int G^2(y) dy} \quad (4.3)$$

Avec  $G(y)$  le diagramme de rayonnement dans la direction d'azimut ( $y$ ) de l'antenne. En pratique  $m(x, \phi)$  est obtenue en retirant l'approximation polynomiale du signal reçu. Ainsi, la tendance est éliminée et il ne reste que les modulations (figure 8.b).

Le spectre symétrique des hauteurs en coordonnées polaires est obtenu grâce à l'expression suivante [Jackson et al., 1985a, Caudal et al., 2014] :

$$F(k, \phi) = \frac{L_y}{\sqrt{2\pi} \left( \cot \theta - \frac{\delta \ln \sigma_0}{\delta \theta} \right)^2} \frac{1}{k^2} P_m(k, \phi) \quad (4.4)$$

Dans l'équation (4.4),  $k$  est le nombre d'onde,  $\phi$  est l'azimut et  $\theta$  est l'angle d'incidence.  $L_y$  est la largeur de l'empreinte du faisceau radar dans la direction perpendiculaire à la direction de visée.  $\left( \cot \theta - \frac{\delta \ln \sigma_0}{\delta \theta} \right)^2$  est un coefficient noté  $(\alpha_2)^2$  que l'on appelle fonction de transfert :

$$(\alpha_2)^2 = \left( \cot \theta - \frac{\delta \ln \sigma_0}{\delta \theta} \right)^2 \quad (4.5)$$

Ce coefficient représente en fait la pente moyenne de la courbe  $\sigma_0(\theta)$  vue dans la section 2.2 (figure 3) à un coefficient  $\cot(\theta)$  près. Ainsi, il dépend du vent au premier ordre. Enfin,  $P_m(k, \phi)$  est le spectre de modulation défini comme dans l'équation (4.6) :

$$P_m(k, \phi) = FT[m(x, \phi)] \times FT^*[m(x, \phi)] \quad (4.6)$$

Où FT fait référence à la transformée de Fourier et  $FT^*$  indique qu'il s'agit du complexe conjugué.

Le speckle est un bruit résultant de fluctuations aléatoires dans le signal retour. Il se voit sur l'image radar car il augmente localement le niveau de gris. Ce bruit produit des fluctuations supplémentaires dans les modulations de  $\sigma_0$ , et donc influe sur la mesure du spectre. Ainsi, il doit être retiré pour permettre une étude quantitative précise. La méthode utilisée dans ce stage pour s'affranchir du speckle est appelée cross-spectre. Elle consiste à utiliser deux mesures radar séparées par un temps  $\delta t$  suffisamment grand pour que le bruit entre les deux mesures soient dé-corrélé et suffisamment petit pour que les modulations dues aux vagues soient corrélées. Ainsi le spectre de modulation défini dans l'équation (4.6) devient :

$$P'_m(k, \phi) = \text{Real} \left\{ FT[m(x, \phi, t)] \times FT^*[m(x, \phi, t + \delta t)] \right\} \quad (4.7)$$

Au cours de ce stage, les spectres de vagues KuROS qui ont été utilisés étaient déjà traités.

## 5 Présentation de la campagne de mesure HyMeX

La première utilisation de KuROS a eu lieu en février-avril 2013 dans le cadre de deux campagnes menées pour deux programmes météo-océanographiques : Hydrological cycle in Mediterranean Experiment (HyMeX) et Prévision Océanique, Turbidité, Ecoulement, Vagues et Sédimentologie (PROTEVS).

La campagne HyMeX est un projet coopératif international organisé pour une meilleure compréhension des événements météorologiques et des fortes interactions entre l'océan et l'atmosphère. Elle a pris place dans la partie Nord de la mer Méditerranée. Cette région est exposée à d'intenses vents soufflant depuis la côte tels que le Mistral (vents du Nord) et la Tramontane (vent du Nord-Ouest) généralement associés à un système anticyclonique dans la partie Ouest de la France et à un système cyclonique dans le Golfe de Gêne [Caudal et al., 2014] (figure 9.a). Ces conditions génèrent un fort état de mer en fetch limité, ainsi qu'une convection océanique entre la fin de l'hiver et le début du printemps.

Cette région est aussi soumise à des conditions de forts vents d'Est comme indiqué dans la figure 9.b qui génère des états de mer bien développés dans la zone d'étude avec de hautes vagues près des côtes. Au cours de la campagne HyMeX, onze vols ont été effectués. Un exemple de plan de vol est montré en figure 10.

## 6 Méthodologie d'analyse

Afin d'étudier les états de mer, et de les comparer entre les différents types de données, j'ai mis au point un algorithme qui m'a permis de comparer les différents paramètres issus de données du radar, du modèle numérique MF-WAM et de la bouée Lion. L'algorithme a été écrit avec le langage de programmation IDL (Interactive Data Language). Les paramètres que j'ai analysé sont : la hauteur significative (équation (1.9)), le nombre d'onde pic, la direction pic, les spectres directionnels de pentes et de hauteurs et les spectres de hauteurs omnidirectionnels. Le nombre d'onde pic, nommé  $k_{pic}$ , est calculé à partir du spectre des hauteurs omnidirectionnel en nombre d'onde avec l'équation qui suit :

$$k_{pic} = \frac{\sum_{i=ind-1}^{i=ind-1} G_i(k_i) \times k_i}{\sum_{i=ind-1}^{i=ind-1} G_i(k_i)} \quad (6.1)$$

Avec  $ind$  l'indice qui correspond au maximum d'énergie du spectre en nombre d'onde. Afin de "lisser" le résultat, on moyenne le nombre d'onde pic sur trois points autour du maximum du spectre (un point avant le maximum et un point après).

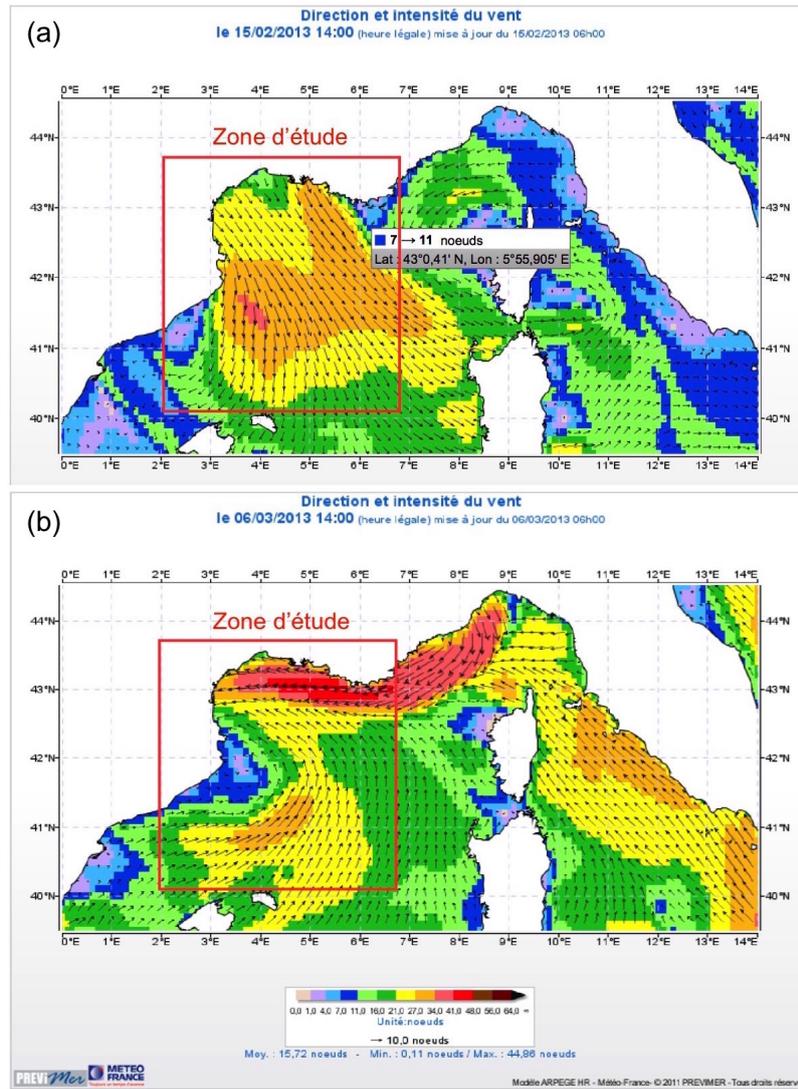


FIGURE 9 – Carte des vents utilisés par le modèle MF-WAM - Arpège le 15 février 2013 (a) et le 6 mars 2013 à 12 :00 UTC. La zone encadrée en rouge est la zone dans laquelle les vols KuROS ont eu lieu. Figure fournie par Lotfi Aouf.

La direction pic, qui correspond à l'angle d'azimut pour lequel le spectre directionnel de hauteurs est maximum (équation (6.2)), est calculée de la même manière : l'indice du nombre d'onde qui se rapproche le plus du nombre d'onde pic calculé précédemment est récupéré, puis la direction qui correspond au maximum du spectre directionnel de hauteurs en fonction du nombre d'onde est recherchée pour ce nombre d'onde. La direction pic est aussi calculée sur trois points autour du maximum du spectre :

$$dir_{pic} = \frac{\sum_{i=ind-1}^{i=ind+1} \phi_i}{3} \quad (6.2)$$

Avec  $\phi$  l'angle d'azimut par rapport au Nord.

Dans les données fournies par Météo France, seuls les spectres directionnels de hauteurs en fonction de la fréquence étaient fournis. J'ai donc converti les spectres directionnels de hauteurs en fonction de la fréquence en spectres directionnels de hauteurs en fonction du nombre d'onde (équation (1.6)) puis j'ai converti ces derniers en spectres de hauteurs omnidirectionnels en

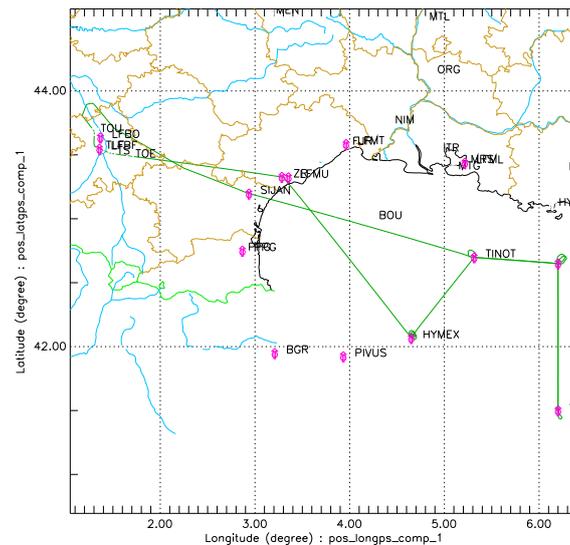


FIGURE 10 – Plan du vol 18 (ligne verte) du 6 mars 2013 fourni par l'équipe SAFIRE au cours de la campagne HyMeX. La bouée Lion se situe au point "HYMEX". Figure issue de [Caudal et al. \[2014\]](#)

fonction du nombre d'onde (équation (1.7)). Les hauteurs significatives, les nombres d'onde pics et les directions pics ont ensuite été calculés à partir des spectres de hauteurs omnidirectionnels en fonction du nombre d'onde.

En ce qui concerne les données KuROS, les spectres directionnels de pentes en nombre d'onde, les spectres de hauteurs omnidirectionnels en nombre d'onde, les hauteurs significatives et les directions pics étaient fournis. J'ai donc calculé les nombres d'onde pics à l'aide des spectres omnidirectionnels de hauteurs (équation (6.1)).

Afin que la comparaison des données MF-WAM et KuROS soit logique, j'ai mis au point un outil de co-localisation. En effet, la comparaison des points de mesure KuROS devait se faire avec les points de grille du modèle qui se rapprochaient le plus de ces derniers. Les positions étaient données en longitude-latitude, j'ai donc cherché le point de grille qui correspond au minimum de la somme quadratique des différences entre la longitude et la latitude de KuROS et du modèle. Il fallait aussi que l'heure du modèle se rapproche le plus possible de l'heure à laquelle avait été acquises les données, sachant que l'on a une version de modèle toutes les trois heures à partir de 00 :00 UTC. J'ai donc répertorié les heures de chaque premier point et dernier point de chaque trajectoire pour tous les vols, et l'entrée de l'heure du modèle se faisait à la main lors du lancement du programme.

Une comparaison a aussi été faite avec les données de la bouée. La hauteur significative a été étudiée, elle était fournie, et le nombre d'onde pic aussi. Ce dernier n'était pas fourni, il a donc été calculé grâce à l'équation (6.1).

## 7 Résultats et discussions

Lors de la campagne HyMeX, onze vols ont été effectués. Par soucis de place, une étude détaillée de deux vols sera présentée dans cette partie. Il s'agit du vol 11 du 15 février 2013 et du vol 18 du 6 mars 2013. Ces deux vols ont été choisis car ils ont été enregistrés avec deux conditions météorologiques différentes et représentatives de l'ensemble des vols effectués. De plus, le vol 18 est particulièrement intéressant car deux allers retours ont été enregistrés.

### 7.1 Etude du vol 11

Les mesures KuROS ont été acquises dans le Golfe du Lion le 15 février 2013. Ce jour là, la zone était soumise à des vents du Nord et Nord-Ouest appelés Mistral et Tramontane. Deux dépressions étaient aussi présentes dans le Golfe de Gênes et au Sud des Pyrénées entraînant des changements de direction du vent dans ces zones (figure 9.a).

La figure 10 donne le plan de vol de l'avion ce jour et la figure 11 indique la localisation des acquisitions KuROS. Ces dernières ont été enregistrées d'une part entre 10h37 et 11h19 UTC (trajets 1 et 2) puis entre 12h38 et 14h32 UTC (trajets 3 et 4) d'autre part. La comparaison avec les données numériques a été faite avec le modèle MF-WAM à 12h UTC.

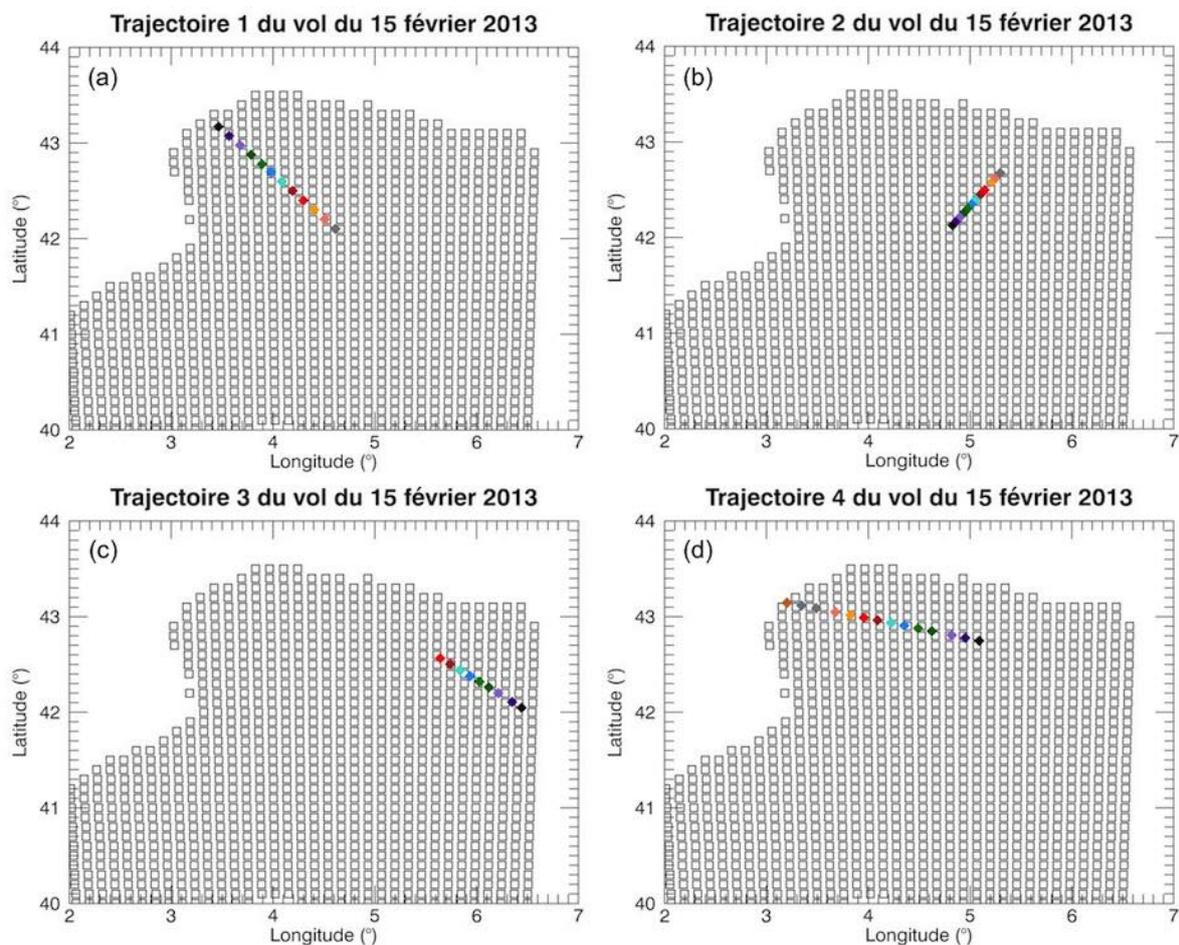


FIGURE 11 – Trajectoires des vols KuROS effectués le 15 février 2013. Par soucis de lisibilité seule une dizaine de points décrivant chaque trajectoire ont été tracés.

Les figures 12.a et 12.b montrent les spectres de hauteurs omnidirectionnels KuROS et MF-WAM-Arpège, respectivement, en fonction du nombre d'onde le long de la trajectoire 1 (figure 11.a). On peut noter que pour les spectres obtenus avec le modèle, plus le fetch est grand, plus le pic du spectre se déplace vers les petits nombres d'onde et plus son énergie augmente. Ce comportement est aussi visible sur les spectres obtenus avec le radar mais leurs formes sont beaucoup moins régulières. Ce comportement fait penser à celui des spectres JONSWAP vus dans la section 1.3.3. Cela signifie qu'il s'agit d'une mer jeune qui dépend du vent et du fetch. Aux vues des conditions météorologiques de cette journée (figure 9.a), on remarque qu'il s'agit bien d'une zone de fetch limité car le vent vient de la côte. Ainsi, les spectres KuROS et MF-WAM traduisent bien l'état d'une mer jeune dans une zone de fetch limité.

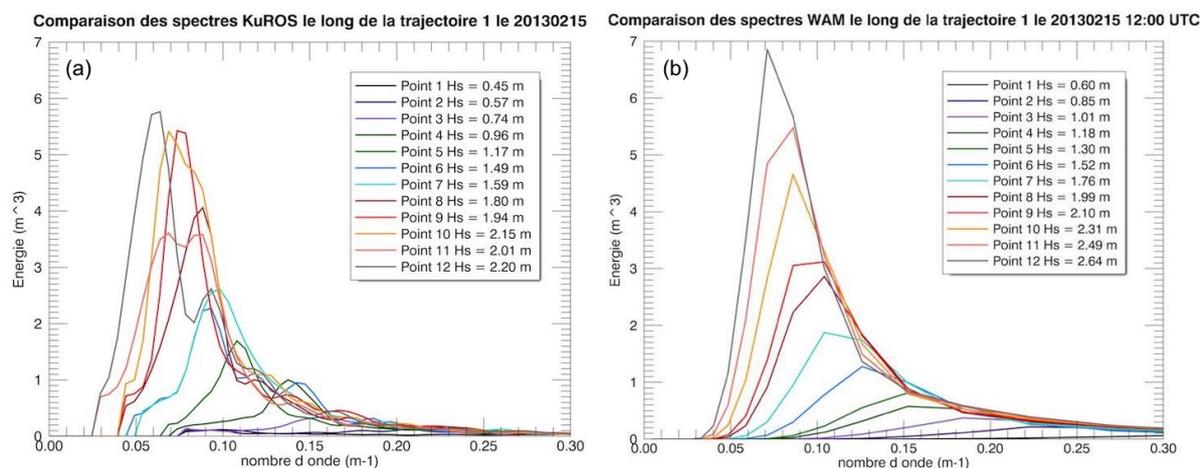


FIGURE 12 – Spectres de hauteurs omnidirectionnels ( $m^3$ ) en nombre d'onde mesurés par KuROS (a) et calculés à partir des données MF-WAM-Arpège à 12h UTC (b) le long de la trajectoire 1 le 15 février 2013. La couleur de chaque spectre indique l'endroit de la mesure sur la figure 11.a. Le numéro des points dans la légende correspond aux points tracés le long de la trajectoire et non au nombre de point de mesure.

Les figures 13.a, 13.b, 13.c et 13.d présentent la hauteur significative des vagues estimée à partir de KuROS et donnée par deux modèles (MF-WAM-Arpège en noir et MF-WAM-Arome en rouge) le long des trajectoires 1, 2, 3 et 4 respectivement.

Pour les trajectoires 1 et 4 on observe une relativement bonne correspondance entre les données KuROS (courbe en pointillés) et le modèle dans sa version MF-WAM-Arpège (courbe noire trait plein). En effet, la variation spatiale à grande échelle est du même ordre entre KuROS et MF-WAM-Arpège : par exemple, sur la trajectoire 1 la hauteur mesurée par KuROS varie de 0.5 à 2.2m contre 0.6 à 2.6m pour le modèle numérique, malgré des écarts entre les deux informations allant jusqu'à environ 40 cm. Contrairement à ce que l'on pourrait penser, le modèle MF-WAM-Arome (courbe rouge), mieux résolu, n'apporte pas une meilleure correspondance avec les hauteurs mesurées avec KuROS.

Pour les trajectoires 2 et 3, la comparaison entre les données KuROS et les données MF-WAM est moins satisfaisante. En effet, on observe une surestimation des deux modèles MF-WAM atteignant jusqu'à 60-70cm pour la trajectoire 3. Cependant, les données de MF-WAM-Arome semblent se rapprocher des données KuROS pour la trajectoire 2 et mieux coïncider avec la variation spatiale à grande échelle obtenue avec KuROS pour la trajectoire 3 : la hauteur mesurée par KuROS augmente d'environ 1m le long de la trajectoire 3 tout comme MF-WAM-Arome alors que pour Arpège elle augmente de 40cm. Malgré cela, l'apport de la fine résolution d'Arome n'est pas flagrant pour ce cas en général.

Comme confirmé par la figure 14.a, qui représente le diagramme de dispersion des hauteurs significatives obtenues avec KuROS en fonction de celles obtenues à partir du modèle MF-

WAM-Arpège pour les trajectoires 1 et 4 (rouge et violette) d'une part, et 2 et 3 (bleue et verte) d'autre part, les données radar et numériques sont en relativement bonne correspondance pour la partie Ouest du domaine mais en moins bonne correspondance pour la partie Est du domaine (surtout la trajectoire 3), qui correspond à la zone de variation importante du vent (voir figure 9.a. Il est possible que le modèle ait décalé cette zone de variation de vent plus à l'Est qu'elle ne se trouve dans la réalité. De plus, pour la trajectoire 3, on observe de fortes variations de la hauteur significative à petite échelle. Pour vérifier si ces variations n'étaient pas dues à un artefact de la mesure, j'ai tracé la variation du maximum d'énergie du pic des spectres de hauteurs omnidirectionnels le long de la trajectoire. Il s'est avéré qu'ils suivaient les mêmes variations que la hauteur significative. Ainsi, la hauteur significative calculée est bien due au pic du spectre et non pas à une composante continue qui aurait pu être mal éliminée. Comme vu un peu plus haut, la trajectoire 3 se situe dans une région où le vent subit de grosses variations entraînant ainsi des interactions entre les vagues créées par la tramontane à l'Ouest et les vagues créées par le vent provenant du Golfe de Gènes. Cela pourrait ainsi expliquer les variations à petite échelle de la hauteur significative.

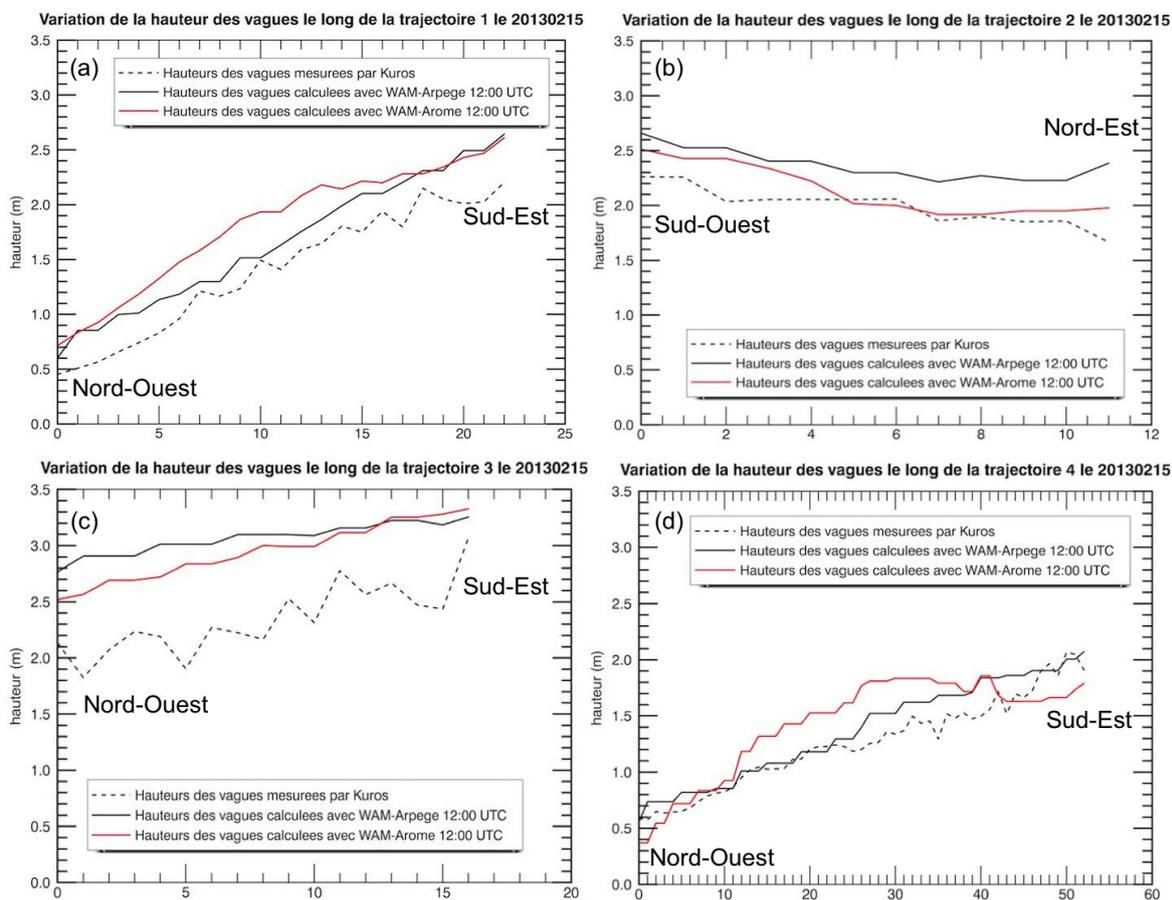


FIGURE 13 – Hauteur significative des vagues (m) estimée à partir de KuROS (courbe en pointillés) lors du vol 11 le 15 février 2013 et à partir du modèle MF-WAM-Arpège à 12h UTC (courbe noire) et Arome à la même heure (courbe rouge) en fonction du numéro de mesure le long des trajectoires 1 (a), 2 (b), 3 (c) et 4 (d). Les hauteurs significatives sont toujours tracées d'Ouest en Est.

La figure 14.b présente la comparaison des nombres d'onde pics issus des mesures KuROS et du modèle dans sa version MF-WAM-Arpège. Elle montre qu'il y a une bonne correspondance entre les deux malgré une légère surestimation du modèle. Nous avons pu vérifier que

les points situés en bas à droite de la figure sont dus à un artefact sur les spectres KuROS lié à une composante continue qui a mal été éliminée lors du calcul des spectres de hauteurs omnidirectionnels de KuROS. Ces artefacts sont visibles sur les spectres de hauteurs omnidirectionnels KuROS des points 1 et 2 de la [figure 12.a](#).

Sur le graphique de comparaison des directions pics ([figure 14.c](#)), on peut voir que les directions pics sont moins dispersées pour le modèle que pour KuROS. Les directions pics sont calculées à partir des spectres directionnels dont les maxima montrent des variations importantes d'une position à une autre. On observe quand même que les valeurs de KuROS se situent autour des valeurs de MF-WAM-Arpège à  $30^\circ$  près. Les résultats des comparaisons des nombres d'onde pics et des directions pics sont les mêmes pour les deux versions du modèle MF-WAM. Ainsi, pour ce cas du 15 février 2013, l'apport de la fine résolution d'Arome n'est pas flagrante.

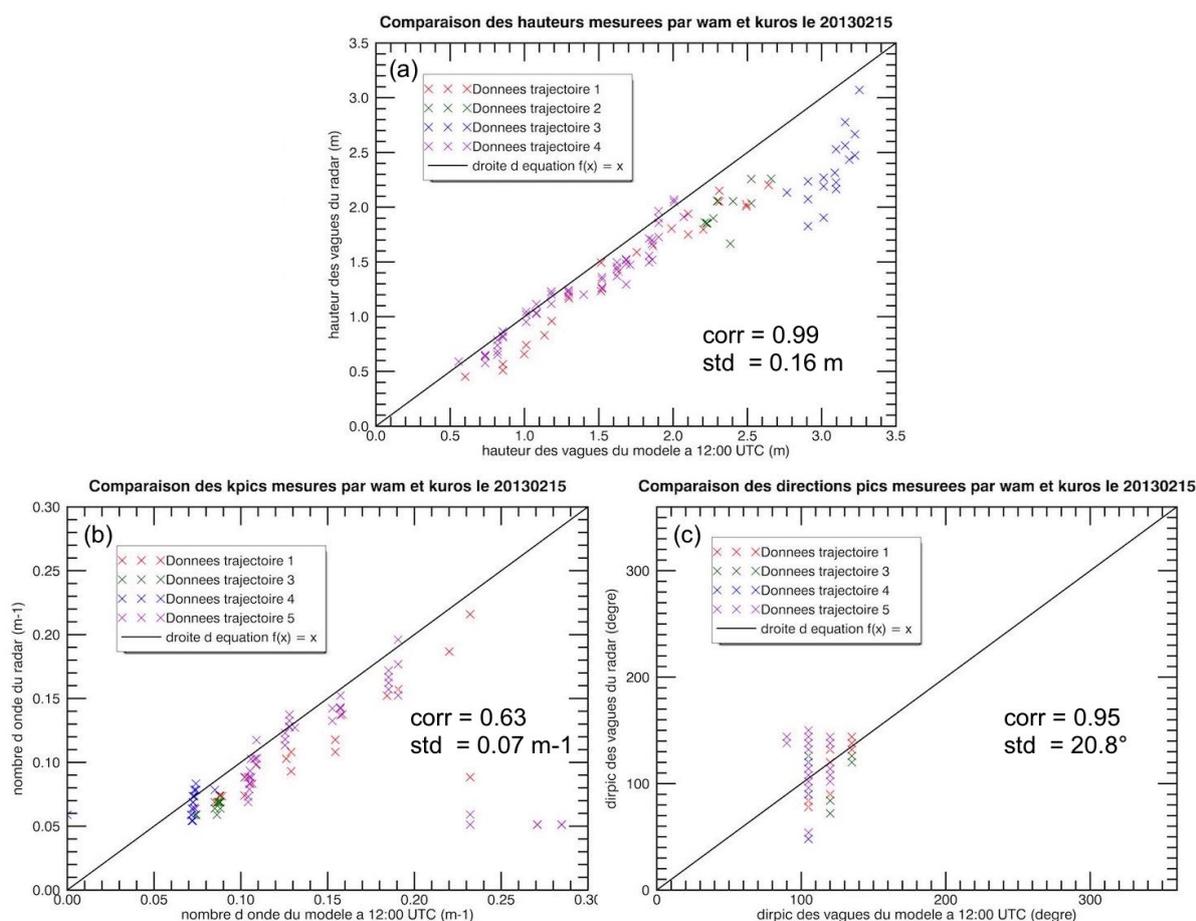


FIGURE 14 – Diagrammes de dispersion présentant la comparaison des hauteurs significatives (a), des nombres d'onde pic (b) et des directions pics (c) issus des mesures KuROS et du modèle MF-WAM-Arpège à 12h UTC le 15 février 2013. Corr est le coefficient de corrélation et std l'écart type.

## 7.2 Etude du vol 18

Les mesures KuROS du vol 18 ont été acquises le 6 mars 2013. Ce jour là, le Golfe du Lion est soumis à un vent d'Est très fort qui longe la côte et à un vent qui vient du Sud et du Sud-Ouest qui s'enroule autour d'une dépression située au niveau des Pyrénées ([figure 9.b](#)). Au cours de ce vol, une autre trajectoire ([figure 15.a](#)), similaire à la trajectoire 1 du vol 11, a été étudiée. De plus, deux aller et retours ont été effectués : l'un dont l'écart entre l'aller et le retour est d'une

heure (trajectoire 3 entre 12h42 et 12h54 et trajectoire 6 entre 13h46 et 13h56 UTC)(figure 15.b) et l'autre dont l'écart est de cinq minutes (trajectoire 4 acquise entre 12h59 et 13h20 et trajectoire 5 acquise entre 13h25 et 13h42 UTC)(figure 15.c). Les altitudes de vol entre l'aller et le retour sont différentes pour les deux cas : l'avion volait à 2km d'altitude lors de l'aller (trajectoires 3 et 4) et à 3km lors du retour (trajectoires 6 et 5).

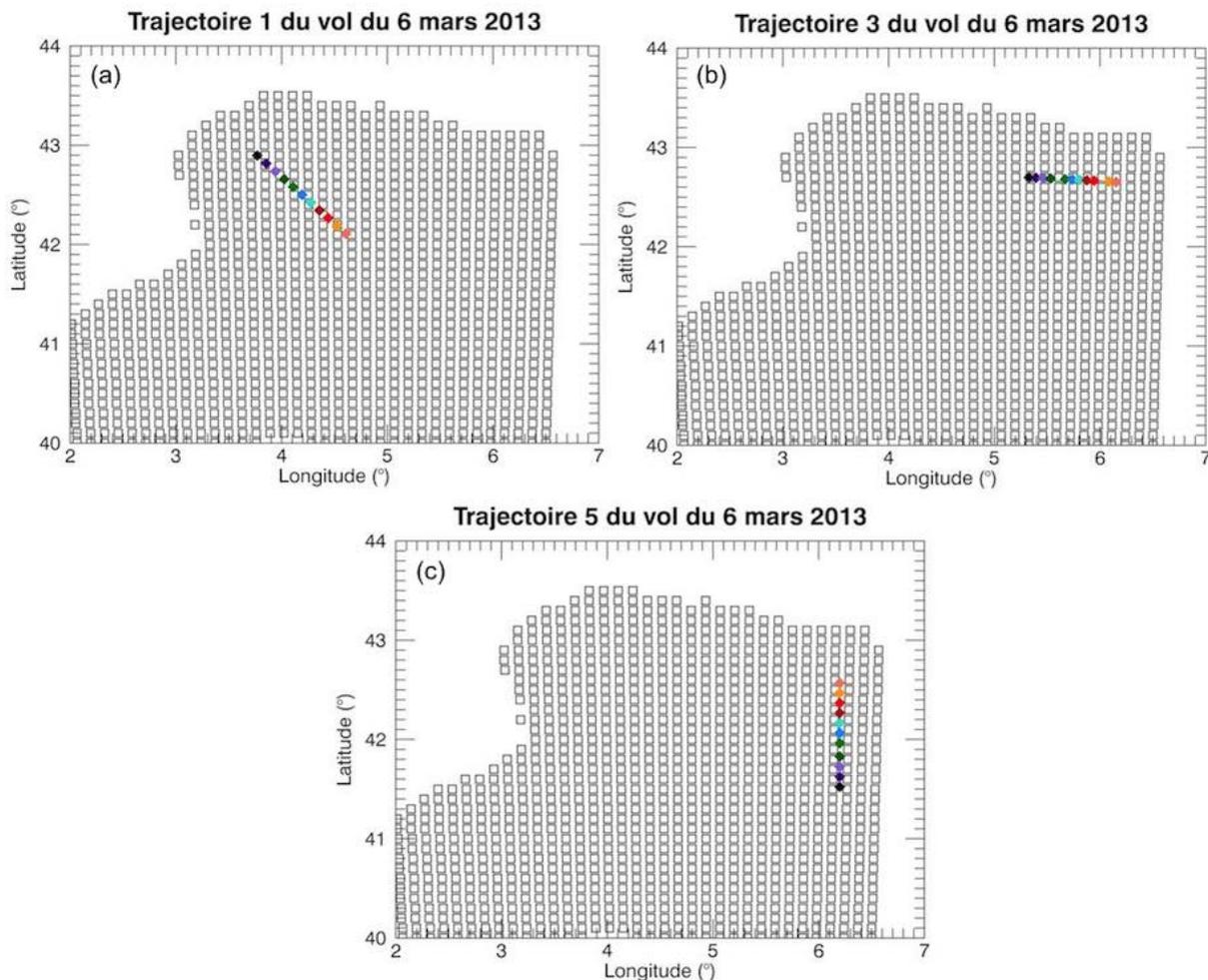


FIGURE 15 – Trajectoires du vol KuROS effectué le 6 mars 2013. Par soucis de lisibilité seule une dizaine de points décrivant chaque trajectoire ont été tracés. Les données de la trajectoire 4 ont été acquises selon le même axe que celui de la trajectoire 5, et celles de la trajectoire 6 selon le même axe que celle de la trajectoire 3.

Les graphiques des figures 16.a et 16.b montrent les spectres de hauteurs omnidirectionnels en fonction du nombre d'onde le long de la trajectoire 5 (figure 15.c). On remarque que les spectres ne se comportent pas de la même manière que ceux du cas du vol 11 vu précédemment. En effet, lorsque la hauteur significative des vagues augmente, le nombre d'onde pic reste constant. Ce comportement est le même que celui des spectres de houle, vus dans la section 1.3.1, caractérisant une mer de houle qui ne dépend plus du vent local. On remarque également que les spectres obtenus à partir de KuROS ont une forme beaucoup moins régulière que les spectres obtenus à partir du modèle MF-WAM-Arpège et que leur nombre d'onde pic n'est pas vraiment constant mais oscille autour d'une valeur. Pour certains spectres on observe un second pic à des nombres d'onde plus élevés et dont le maximum est plus faible que celui du pic principal. Ce second pic peut être le témoin d'une mer croisée. C'est à dire que deux trains de vagues de sources différentes sont présents dans le champ et se déplacent dans deux directions

différentes.

Afin de voir si on observe bien une mer croisée j'ai regardé les spectres directionnels de

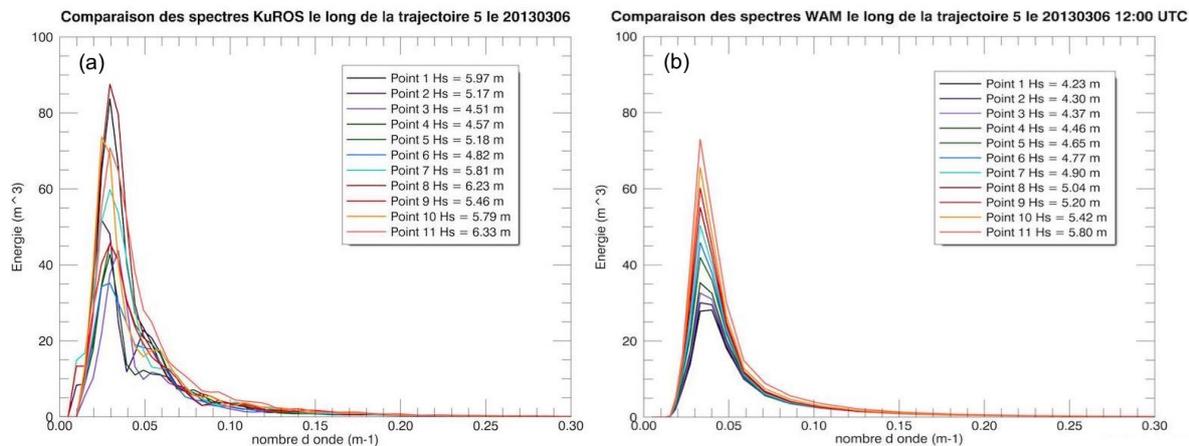


FIGURE 16 – Spectres de hauteurs omnidirectionnels ( $m^3$ ) en nombre d'onde mesurés par KuROS (a) et calculés avec les données MF-WAM-Arpège à 12h UTC (b) le long de la trajectoire 5 le 6 mars 2013. La couleur de chaque spectre indique l'endroit de la mesure sur la [figure 15.a](#). Le numéro des points dans la légende correspond aux points tracés le long de la trajectoire et non au nombre de point de mesure.

pentés ([figure 17.a](#), [17.b](#), [17.c](#) et [17.d](#)). Les spectres directionnels de pentés obtenus par KuROS sont symétriques car avec le radar on ne peut pas savoir dans quel sens se propagent les vagues. [Caudal et al. \[2014\]](#) ont proposé une méthode pour lever cette ambiguïté mais il s'est avéré par la suite que la méthode utilisée ne fonctionnait pas. Bien que les spectres directionnels soient symétriques, nous pouvons lever l'ambiguïté grâce aux spectres issus des données du modèle MF-WAM-Arpège présentés dans la [figure 17](#). La [figure 17.a](#) présente le spectre directionnel de pentés au point bleu marine, situé au Sud de la trajectoire 5 ([figure 15.c](#)), et la [figure 17.b](#) celui au point rose, situé au Nord de la même trajectoire. Les [figures 17.c](#) et [17.d](#) présentent les spectres directionnels de pente obtenus à partir du modèle MF-WAM-Arpège. On remarque, qu'il y a un train de vagues dominant (et un pic secondaire mais moins énergétique) au Nord de la trajectoire ([figure 17.d](#)) allant vers le Sud-Ouest lié au vent d'Est-Nord-Est le long de la côte et qu'il y a une mer croisée au Sud car on observe deux trains de vagues de même énergie et de même fréquence. Il y a un pic, à  $230^\circ$  d'azimut par rapport au Nord, lié à la génération de houle par le vent fort de la zone côtière et un second pic, à  $330^\circ$  d'azimut par rapport au Nord, à sans doute lié au vent local de Sud-Sud-Est. On observe aussi une rotation d'environ  $30^\circ$  du train de vagues généré par la houle. Aussi, on remarque sur les [figures 17.a](#) et [17.c](#) la présence d'un troisième pic à  $270^\circ$  d'azimut qui est certainement lié aux interactions des deux trains de vagues. Tout comme les spectres directionnels de pentés obtenus par le modèle, les spectres KuROS ([figure 17.a](#) et [17.b](#)) présentent les mêmes pics principaux et secondaires. Le pic secondaire dû au vent qui vient du Sud est cependant plus énergétique selon le modèle que KuROS. Les spectres directionnels de pentés ont été étudiés pour les autres trajectoires du vol et ils indiquent aussi un état de mer croisée. Toutes ces observations confirment que l'on a un état de mer très complexe ce jour là.

La variation de la hauteur significative des vagues estimée à partir de KuROS et du modèle MF-WAM dans ses deux versions le long des trajectoires est présentée dans les [figures 18.a](#), [18.b](#), [18.c](#), [18.d](#) et [18.e](#). Les hauteurs significatives sont beaucoup plus importantes que celles obtenues dans le cas du vol du 15 février 2013. En effet, elles sont de l'ordre de 6-7m contre environ 2m pour le vol 11. Les variations à grandes échelles sont à peu près bien retrouvées pour les trajectoires 3 et 6, surtout avec la version Arome du modèle MF-WAM, malgré une surestimation du modèle. On remarque aussi qu'entre ces deux trajectoires, la hau-

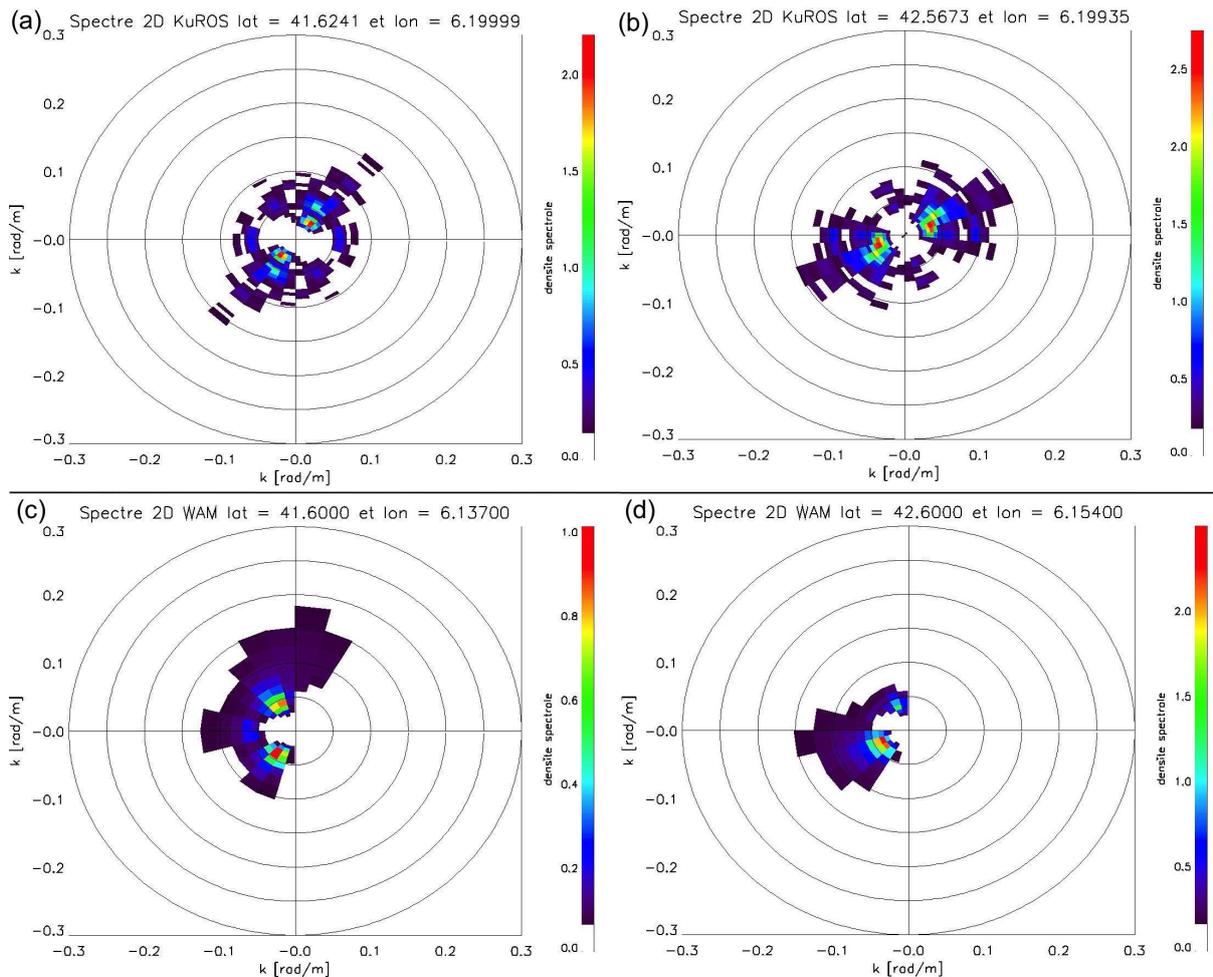


FIGURE 17 – Spectres de pentes directionnels issus de KuROS et MF-WAM-Arpège : au point bleu marine, situé au Sud de la trajectoire 5 (a) et (c) et au point rose, situé au Nord de la trajectoire 5 (b) et (d). Le Nord est indiqué au  $0^\circ$  d’azimut,  $90^\circ$  d’azimut représentant le cap Est. La position des pics d’énergie indique la direction vers où ils vont.

leur significative moyenne diminue faiblement en l’espace d’une heure. Pour la trajectoire 1, la version Arôme du modèle MF-WAM semble plus se rapprocher des données KuROS que la version Arpège, malgré une sous-estimation du modèle qui persiste sur les deux versions du modèle. Concernant les trajectoires 4 et 5, la version d’Arpège semble celle qui se rapproche le plus des variations à grande échelle des données KuROS. Comme pour le vol 11, les variations à petite échelle sont encore présentes pour ce cas et elles sont aussi plus importantes : de l’ordre de 1 à 2m allant parfois jusqu’à 4m. On remarque que les variations à petite échelle le long de la trajectoire 4 sont plus importantes que celles le long de la trajectoire 5 alors que ces deux trajectoires ont été acquises dans la même heure. Cependant, l’avion volait à une altitude de 2 km au cours de la trajectoire 4, contre 3 km le long de la trajectoire 5. Nous pouvons nous demander si cela pourrait expliquer le fait que les variations à petite échelle soient différentes entre la trajectoire 4 et 5. Cependant, l’altitude de vol est aussi différente pour les trajectoires 3 et 6 et on observe pourtant le même ordre de grandeur des variations à petite échelle pour ces deux trajectoires. On suppose finalement qu’une autre cause expliquerait ces variations à petite échelle. En effet, comme vu sur les spectres directionnels de pentes, il y a deux trains de vagues très énergétiques qui se rencontrent créant ainsi des interactions. Ce phénomène pourrait expliquer ces variations à petite échelle. Les variations à petite échelle le long de cette trajectoire 3

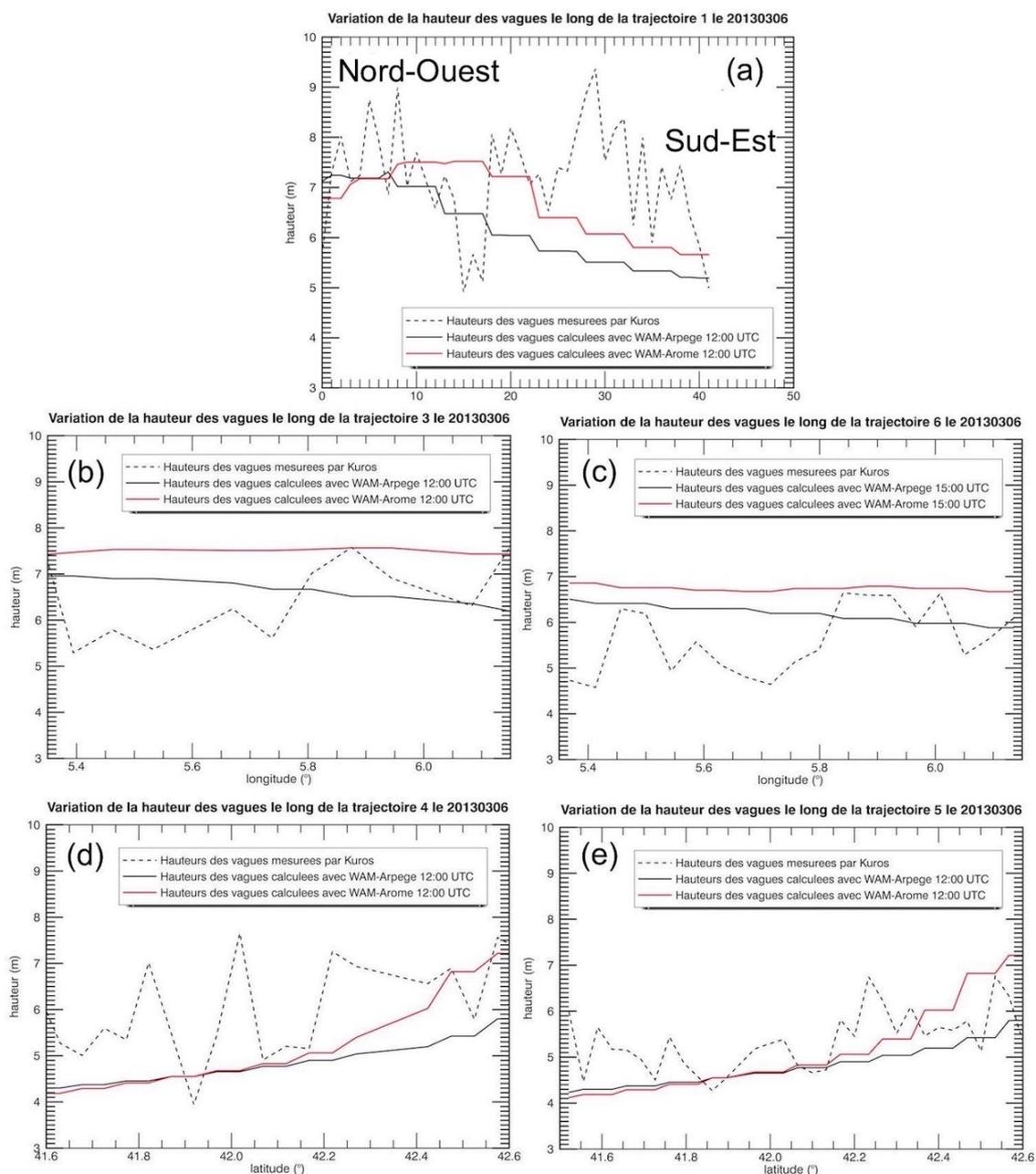


FIGURE 18 – Hauteurs significatives des vagues estimées à partir de KuROS (courbe en pointillés) et à partir du modèle MF-WAM-Arpege à 12h et 15h (trajectoire 6) UTC (courbe noire) et Arome à la même heure (courbe rouge) en fonction du numéro de points de mesure le long de la trajectoire 1 (a), en fonction de la longitude (°) pour les trajectoires 3 (b) et 6 (c) et en fonction de la latitude (°) pour les trajectoires 4 (d) et 5 (e).

peuvent être expliquées par la localisation de cette dernière. En effet, selon le modèle elle se situe dans une zone de convergence des vents. Il y a aussi de grandes variations à petite échelle le long de la trajectoire 1. Cette dernière se trouve aussi dans une zone très agitée soumise au vent d'Est et au vent du Sud-Sud-Est. Ainsi l'interaction entre les différents trains de vagues pourrait être une explication à ces variations cependant elles semblent tout de même très importantes. Ainsi, comme pour le cas du 15 février 2013, j'ai vérifié si ces variations n'étaient pas dues à un artefact de la mesure en traçant la variation du maximum d'énergie du pic des spectres de hauteurs omnidirectionnels le long de la trajectoire. Il s'est avéré qu'ils suivaient les mêmes variations que la hauteur significative. Ainsi, la hauteur significative calculée est bien due au pic du spectre et non pas à une composante continue qui aurait pu être mal éliminée. Je me suis ensuite penchée sur les variations du coefficient  $(\alpha_2)^2$ , vu dans la section 4.3 (équation (4.5)), le long des trajectoires pour les trajectoires du vol 18 (Annexe 2). Cette étude a permis, d'une part, de confirmer que les observations KuROS retranscrivaient bien les conditions météorologiques obtenues avec le modèle. En effet, les variations de  $(\alpha_2)^2$  sont bien en accord avec les variations de vents des modèles MF-WAM : on observe une forte diminution de ce coefficient aux latitudes supérieures à  $42.3^\circ\text{N}$ . Cela est bien en accord avec ce que l'on obtient avec le modèle (figure 9.b). Cette étude a permis d'autre part de voir que ce coefficient  $(\alpha_2)^2$  subissait aussi des variations à petite échelle. Ces variations ne peuvent pas expliquer celles de la hauteur significative car il s'agit d'un cas de mer de houle qui est donc indépendante du vent. Une explication sera proposée dans la partie suivante.

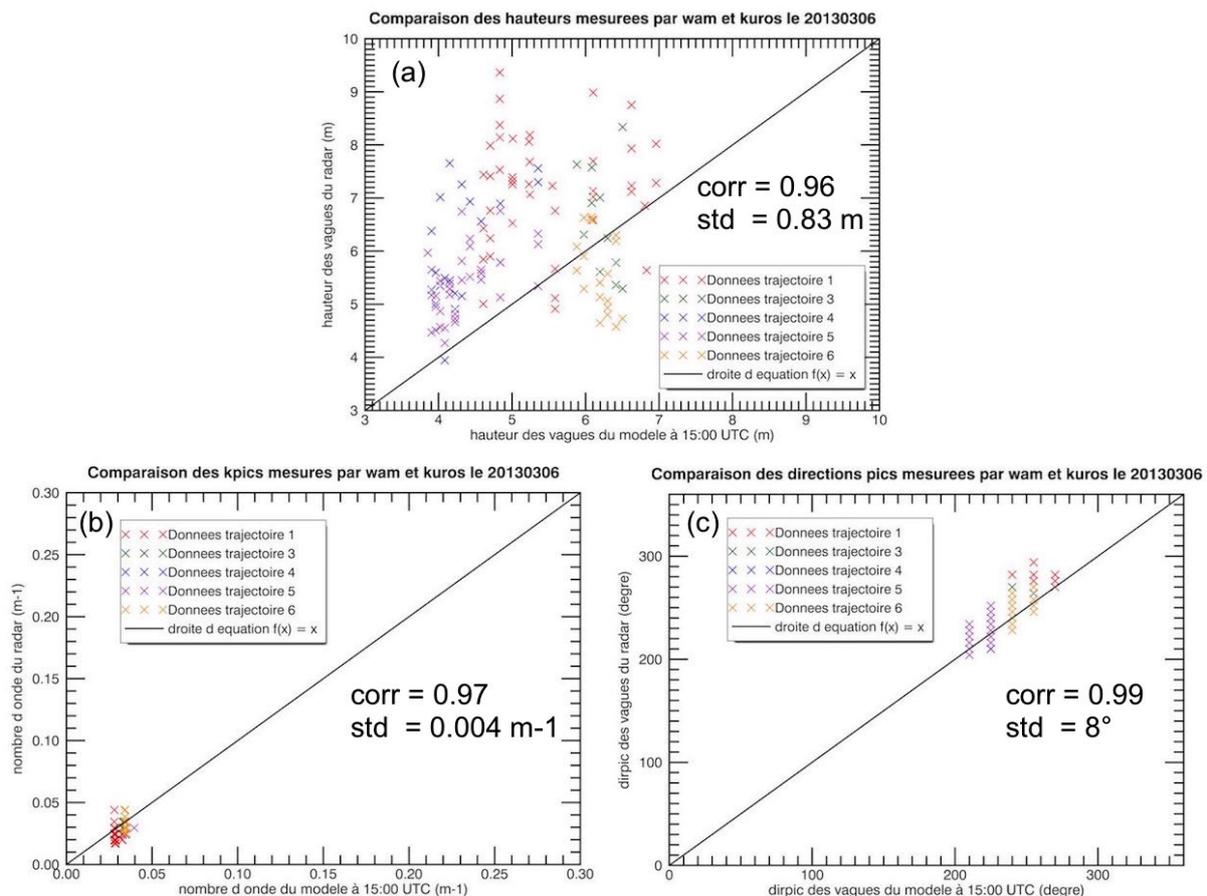


FIGURE 19 – Diagrammes de dispersion présentant la comparaison des hauteurs significatives (a), des nombres d'onde pic (b) et des directions pics (c) issus des mesures KuROS et du modèle MF-WAM-Arpège à 12h (trajectoires 1, 3, 4 et 5) et à 15h (trajectoire 6) UTC le 6 mars 2013. Corr est le coefficient de corrélation et std l'écart type.

Le diagramme de dispersion des hauteurs significatives obtenues avec KuROS en fonction de celles obtenues à partir du modèle MF-WAM-Arpège (figure 19.a) montre clairement une surestimation des hauteurs mesurées par KuROS mis à part pour la trajectoire 6 (jaune) où les hauteurs sont surestimées par le modèle et la trajectoire 3 (vert) où le résultat est plus mitigé. La comparaison des nombres d'onde pics obtenus avec KuROS et le modèle (figure 19.b) montre que malgré une plus grande dispersion des résultats pour KuROS, les nombres d'onde pics sont concentrés autour d'une valeur (0.03). Cela confirme le comportement caractéristique des spectres d'une mer développée car peu importe l'endroit, et donc le vent, le nombre d'onde pic reste constant ce qui signifie que l'état de mer ne dépend plus du vent. De plus, on remarque encore une très légère surestimation du modèle MF-WAM.

Comme pour le vol 11, le graphique de comparaison des directions pics (figure 19.c) indique une plus grande dispersion pour les valeurs de KuROS que pour les valeurs de MF-WAM. Les directions pics varient selon l'endroit où a été effectuée l'acquisition : pour les trajectoires 1, 3 et 6, la direction pic est comprise entre 240° et 280° par rapport au Nord, ce qui est plutôt compatible avec un vent d'Est, alors que pour les trajectoires 4 et 5 elle est comprise autour de 200° et 230° par rapport au Nord. Comme on a pu le voir grâce aux spectres directionnels, ce train de vagues est certainement formé par le vent qui vient du Nord-Est le long des côtes (figure 9.b) et qui interagit probablement avec une mer de vent locale. Pour ces deux paramètres, l'apport de la fine résolution d'Arome n'est pas flagrant.

### 7.3 Discussion plus générale

Les variations à petite échelle que l'on observe pour le vol 18 sont en fait présentes pour tous les autres cas de mer développée, mais pas seulement. En effet, on en observe aussi des plus importantes que le vol du 15 février 2013 pour des cas de fetch limité. L'annexe 1 présente la liste des vols KuROS qui ont été effectués lors de la campagne HyMeX. Les vols en condition de fetch limité pour lesquels on observe de grandes variations à petite échelle de la hauteur significative sont situés dans une zone proche des Pyrénées. Cette zone est soumise à des changements de vent dus à la chaîne de montagne. Ainsi, dans ces conditions de mer de vent, des changements de vent peuvent entraîner des variations de la surface relativement brusques. Pour les vols en conditions de fetch limité qui ont eu lieu dans le Nord du bassin, on ne retrouve pas ces fortes variations à petite échelle. Ainsi, ces variations sont donc le témoin de conditions complexes mais sont-elles vraiment réelles ?

Comme vu précédemment, le coefficient  $(\alpha_2)^2$  subit lui aussi des variations à petite échelle. Cependant, pour le cas du 6 mars 2013, ces dernières ne peuvent pas expliquer celles de la hauteur significative puisque nous parlons de mer de houle qui ne dépend pas du vent. L'expression du coefficient  $(\alpha_2)^2$  (équation (4.5)) fait l'hypothèse de la linéarité entre les fluctuations de  $\sigma_0$  et la pente des vagues. Il est possible que la linéarité entre ces deux paramètres ne soit plus valable lorsque la pente des vagues devient trop importante. De plus,  $(\alpha_2)^2$  intervient dans la fonction de transfert de modulation (équation (4.3)) et dans l'expression du spectre symétrique des hauteurs (équation (4.4)). Ainsi, si l'on considère que la relation entre la pente des vagues et les fluctuations de  $\sigma_0$  est linéaire alors que la pente des vagues est trop importante cela entraîne un biais sur le calcul des modulations et donc sur celui du spectre directionnel et forcément sur celui de la hauteur significative. Afin de vérifier la véracité de la hauteur significative des données KuROS, je les ai comparées aux données issues de la bouée Lion (Annexe 3). En effet, la bouée est considérée comme la référence étant donné que les mesures sont réalisées in situ de manière un peu plus directe. Suite à cette étude il s'est avéré que les données KuROS n'étaient pas si éloignées de la vérité car pour la hauteur significative on obtient un coefficient de corrélation de 92%, un écart type de 0.72m et un biais de 6cm. On peut voir que malgré une grande dispersion, les données KuROS ne sont pas biaisées. Cependant, la bouée Lion se situe dans une

zone relativement calme de la mer Méditerranée et plus homogène que certaines régions où les vols ont eu lieu. La comparaison est faite seulement pour onze points de mesure. La fiabilité des deux versions du modèle a aussi été étudiée. Le modèle semble plus fiable que le radar car le coefficient de corrélation est de 99% pour Arpège et de 98.8% pour Arome. Les hauteurs significatives issues de la version Arome sont plus dispersées que celle d'Arpège car l'écart type est de 0.30m contre 0.21m respectivement. Cependant, les données Arpège subissent un biais de 20cm alors que celles d'Arome ont un biais très faible de 4cm.

Les nombres d'onde pics ont aussi été comparés aux données de la bouée. Pour KuROS, les résultats sont moins bons que ceux de la hauteur significative : le coefficient de corrélation est de 65% et l'écart type de  $0.04\text{m}^{-1}$ . On observe de plus un biais relativement important de  $0.02\text{m}^{-1}$ . Ces résultats sont dus à une composante continue des spectres de hauteurs omnidirectionnels qui a été mal éliminée. Les deux versions du modèle MF-WAM obtiennent pratiquement les mêmes résultats : un coefficient de corrélation de 98.6% et un écart type de  $0.01\text{m}^{-1}$  pour les deux versions, et un biais de  $0.006\text{m}^{-1}$  pour la version Arpège et un biais de  $0.008\text{m}^{-1}$  pour Arome.

## Conclusion et perspectives

Au cours de cette étude j'ai analysé les données du radar KuROS acquises lors de 11 vols pendant la campagne HyMeX effectuée en février-mars 2013. Plusieurs paramètres ont été étudiés : les spectres directionnels, omnidirectionnels, la hauteur significative, les nombres d'onde pics et les directions pics. Ces données ont ensuite été comparées à des données issues de deux versions du modèle MF-WAM, Arpège et Arome, et à des données issues de la bouée Lion.

L'analyse avec les données du modèle numérique a permis de mettre en évidence que, en conditions météorologiques perturbées, la hauteur significative mesurée par KuROS subissait de grandes variations à petite échelle qui n'étaient pas retrouvée par le modèle. Cependant, lors de conditions plus clémentes, la hauteur significative calculée à partir des données KuROS et des données MF-WAM correspond mieux. Les paramètres tels que le nombre d'onde pic et la direction pic sont relativement bien retrouvées par KuROS et le modèle. De plus, l'apport de la fine résolution d'Arome n'a pas été flagrante pour cette étude, en particulier pour les paramètres comme le nombre d'onde et la direction pic où les résultats sont très similaires à ceux de la version d'Arpège.

Le fait qu'il n'y ai pas de biais systématique sur les mesures radar et que celles ci sont proches de celles issues de la bouée permette de dire que dans ces conditions, la méthode d'inversion des signaux KuROS en spectres de hauteurs de vagues est appropriée. Cependant, l'étude du paramètre  $(\alpha_2)^2$  sur plusieurs trajectoires KuROS, en combinaison avec l'étude de la variabilité des spectres de vagues, semble montrer que le modèle d'inversion atteint ses limites par très forts états de mer. Ceci pourrait être dû à un effet de non linéarité entre les modulations de  $\sigma_0$  et de la pente des vagues pour ces très forts état de mer. Aussi, même si les mesures KuROS sont biaisées par ce phénomène, la surface océanique n'est pas si homogène que celle observée par le modèle. En effet, la mer Méditerranée est une mer fermée dans laquelle des vents violents et changeant agissent, augmentant ainsi les interactions entre les différents trains de vagues. Le modèle n'est pas assez performant pour retranscrire de telles conditions. Ainsi, il y a des améliorations à apporter aux deux méthodes.

Cette étude pourrait être complétée par une étude plus poussée et quantitative du vent d'une part, et par des alternatives de traitement du signal radar comme le traitement du speckle d'autre part. Aussi, l'observation de cas complètement différents comme la mer Iroise située au large de la Bretagne permettrait d'étudier des conditions de mer différentes et de tirer d'autres conclusions.

## Remerciements

Ce stage de fin d'étude a été effectué au sein de l'équipe ESTER au LATMOS. Je tiens à remercier cette équipe, ainsi que son directeur Philippe Keckhut, pour leur accueil. Je remercie aussi l'équipe KuROS pour leur disponibilité et leur bonne humeur.

Mes remerciements vont particulièrement à ma tutrice Danièle Hauser qui a accepté ma candidature pour ce stage mais aussi pour sa gentillesse et sa disponibilité malgré son programme très chargé.

Au cours de ce stage j'ai pu participer à une réunion du groupe CFOSAT au cours de laquelle j'ai rencontré Lotfi Aouf que je remercie pour m'avoir fourni les sorties des simulations faites avec le modèle MF-WAM. Ce fut une expérience très enrichissante.

## Références

- G. Caudal, D. Hauser, R. Valentin, and C. Le Gac. Kuros : A new airborne ku-band doppler radar for observation of surfaces. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 31 :2223–2245, 2014. doi : 10.1175/JTECH-D-14-00013.1.
- Béatrice Fradon. *Modélisation numérique de l'état de mer : comparaison des performances et des limites d'un modèle de deuxième génération et d'un modèle de troisième génération dans le cadre de l'expérience SEMAPHORE*. PhD thesis, Université Paris VII, 1997.
- D. Hauser, G. Caudal, G-J. Rijckenberg, D. Vidal-Madjar, G. Laurent, and P. Lancelin. Ressac : A ne airborne fm/cw radar ocean wave spectrometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30(5) :981–995, 1992. doi : 0196-2892/92\$03.00.
- Danièle Hauser, Kimmo K. Kahma, Harald E. Krogstad, Susanne Lehner, Jaak Monbaliu, and Lucy R. Wyatt. *Measuring and analysing the directional spectra of ocean waves*. COST Office, 2005.
- Frederick C. Jackson, W. Travis Walton, and Paul L. Baker. Aircraft and satellite measurement of ocean wave directional spectra using scannig-beam microwave radars. *Journal of Geophysical Research*, 90(C1) :987–1004, 1985a. doi : 0148-0227/85/004C-1190\$05.00.
- Frederick C. Jackson, W. Travis Walton, and Chich Y. Peng. A comparison of in situ and airborne radar observations of ocean wave directionality. *Journal of Geophysical Research*, 90 (C1) :1005–1018, 1985b. doi : 0148-0027/85/004C-1273\$05.00.
- H. Pettersson, Hans C. Graber, D Hauser, C. Quentin, and Kimmo K. Kahma. Directional wave measurements from three wave sensors during the fetch experiment. *Journal of Geophysical Research*, 108(C3) :FET 9–1 – FET 9–15, 2003. doi : 0148-0027/03/2001JC001164\$09.00.
- W.J. Jr Pierson and L. Moskowitz. A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of s.a. kitaigorodskii. *Journal of Geophysical Research*, 69, 1964. doi : 10.1029/JZ069i024p05181.
- Céline Quentin. *Etude de la surface océanique, de sa signature radar et de ses interactions avec le flux turbulent de quantité de mouvement dans le cadre de l'expérience FETCH*. PhD thesis, Université Paris VI, 2002.
- Elbatoul Soussi. *Contribution à la spécification et à l'analyse des performances du système VAAGSAT pour la mesure spatiale des vagues à partir d'un radar à ouverture réelle*. PhD thesis, Université Paris VI, 1999.
- Fawwaz T. Ulaby and Daavid G. Long. *Microwave Radar ans Radiometric Remote Sensing*. The University of Michigan Press, 2014.

Sites internet consultés :

<http://sauvmer.free.fr/bouees/bouees.html>

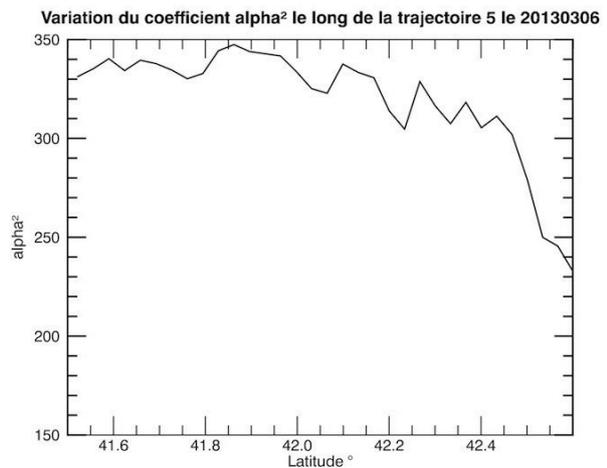
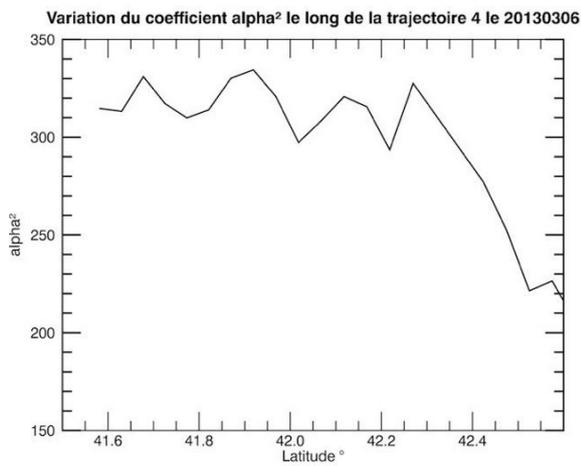
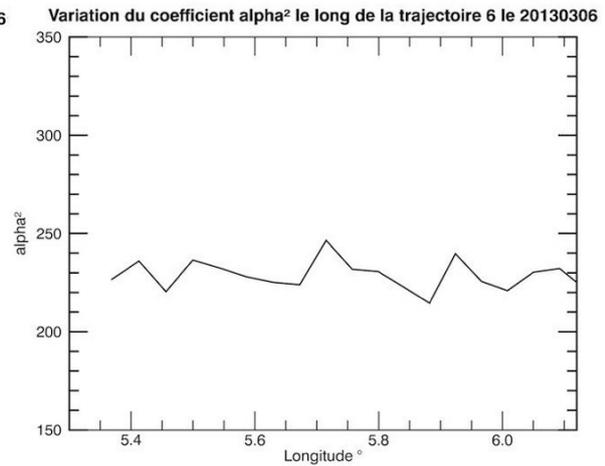
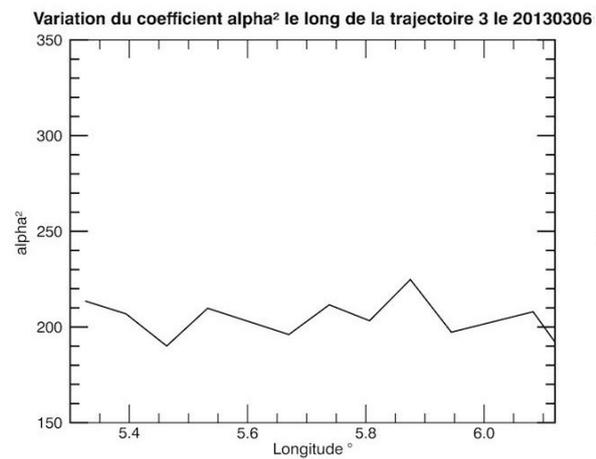
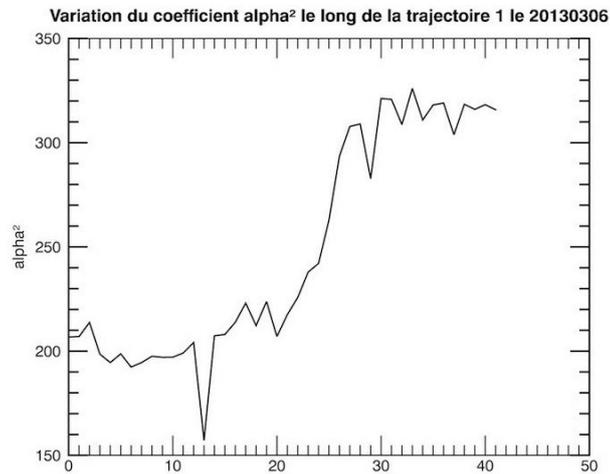
<http://wikydro.developpement-durable.gouv.fr/>

## Annexes

## Annexe 1 - Tableau des différents vol KuROS de la campagne

Tableau des vols KuROS traités au cours du stage										
N° de vol	Date	Trajectoire	Nbre de points	Tps début	Tps fin	horaire MFWAM	Conditions météorologiques			
4	06-févr-13	1	21	13h49	14h10	15				
4	06-févr-13	2	10	14h10	14h29	15				Tramontane/Mistral
4	06-févr-13	3	60	17h12	17h42	15				
9	13fév/2013	1	16	13h25	13h33	15				
9	13fév/2013	2	16	13h35	13h47	15				Tramontane/Mistral
9	13fév/2013	3	23	16h16	16h40	15				
11	15fév/2013	1	23	10h37	11h	12				
11	15fév/2013	2	12	11h07	11h19	12				
11	15fév/2013	3	18	12h38	13h	12				Tramontane/Mistral
11	15fév/2013	4	53	14h04	14h32	12				
14	01-mars-13	1	64	11h55	12h29	12				
14	01-mars-13	2	22	12h40	13h02	12				
14	01-mars-13	3	9	13h04	13h12	12				
14	01-mars-13	4	5	13h35	13h39	12				Vent d'Est
14	01-mars-13	5	59	13h44	14h15	12				
15	02-mars-13	1	11	6h13	6h23	6				
15	02-mars-13	2	23	6h25	6h48	6				Tramontane/Mistral
15	02-mars-13	3	39	9h08	9h30	9				
16	04-mars-13	1	46	14h15	14h43	15				
16	04-mars-13	2	13	14h50	15h02	15				
16	04-mars-13	3	22	15h04	15h25	15				Vent d'Est
16	04-mars-13	4	54	17h48	18h15	18				
17	05-mars-13	1	17	12h46	13h	12				
17	05-mars-13	2	15	13h06	13h20	12				
17	05-mars-13	3	12	13h39	13h50	15				
17	05-mars-13	4	47	13h53	14h16	15				Vent d'Est
17	05-mars-13	5	51	14h19	14h45	15				
17	05-mars-13	6	48	15h13	15h37	15				
18	06-mars-13	1	42	11h56	12h17	12				
18	06-mars-13	2	13	12h26	12h38	12				
18	06-mars-13	3	11	12h42	12h54	12				
18	06-mars-13	4	40	12h59	13h20	12				Vent d'Est
18	06-mars-13	5	33	13h25	13h42	12				
18	06-mars-13	6	19	13h46	13h56	15				
18	06-mars-13	7	49	13h57	14h22	15				
20	13-mars-13	1	11	17h10	17h21	18				
20	13-mars-13	2	38	17h43	18h03	18				Tramontane/Mistral
21	14-mars-13	1	5	13h56	14h00	15				
21	14-mars-13	2	6	15h07	15h13	15				
21	14-mars-13	3	5	15h23	15h27	15				
21	14-mars-13	4	10	15h35	15h44	15				Tramontane/Mistral
21	14-mars-13	5	25	16h45	16h58	18				
21	14-mars-13	6	59	16h59	17h30	18				
22	15-mars-13	1	2	7h17	7h18	9				
22	15-mars-13	2	4	8h25	8h29	9				
22	15-mars-13	3	8	8h51	8h58	9				Tramontane/Mistral
22	15-mars-13	4	67	9h55	10h29	9				

## Annexe 2 - Variations du coefficient $(\alpha_2)^2$ le long des trajectoires du vol du 6 mars 2013



## Annexe 3 - Diagrammes de dispersion des comparaisons avec la bouée.

