Télédétection, 2004, vol. 4, n° 2, p. 125–137

© 2004 CONTEMPORARY PUBLISHING INTERNATIONAL
Publié sous l'enseigne *Éditions scientifiques GB*

OBSERVATION DES VENTS DE SURFACE SUR LES OCÉANS AU MOYEN DE MESURES DIFFUSIOMÉTRIQUES

ABDERRAHIM BENTAMY* et JEAN-FRANÇOIS PIOLLÉ.

Institut français pour la recherche et l'exploitation de la mer (IFREMER)
B. P. 70, 29280 Plouzané, France.
Téléphone : 33 2 98 22 44 12 ; télécopieur : 33 2 98 22 45 33

Courriel : abderrahim.bentamy@ifremer.fr ; jean.francois.piolle@ifremer.fr

(soumis : 4 août 2003 ; révisé : 11 août 2003 ; accepté : 28 août 2003)

L'étude et la compréhension du climat requièrent une connaissance approfondie du système régissant les interactions océan-atmosphère. Le vent de surface est le moteur essentiel de ce système car il régit la manière dynamique dont l'atmosphère influe sur l'océan, d'où l'importance de disposer d'un réseau d'observation systématique de ce paramètre à l'échelle de la planète. Les diffusiomètres, qui sont des radars micro-ondes embarqués à bord de satellites polaires, constituent un élément central de ce dispositif. Leurs données offrent l'accès à la vitesse et à la direction du vent, et sont les seules données de ce type à présenter un caractère quasi-synoptique. Elles ont un intérêt considérable en océanographie car elles permettent la détermination des fonctions de forçage nécessaires aux modèles de circulation océaniques. Les diffusiomètres ont le grand avantage d'un échantillonnage spatio-temporel régulier et uniforme sur toute la surface des océans, et ceci à partir du même instrument, donc avec des mesures comparables en tout point. Nous aborderons ici les différentes techniques utilisées pour restituer les vents de surface à partir des mesures de ces instruments, pour évaluer leur qualité et pour leur utilisation dans le cadre d'études océanographiques, météorologiques et climatiques.

Mots-clefs : vent de surface ; diffusiomètre ; ERS ; QuikScat ; océan ; validation.

SEA WIND SURFACE OBSERVATIONS FROM SATELLITE SCATTEROMETERS

The climate study and understanding requires the knowledge of the system governing the ocean-atmosphere interactions. The surface wind is the main engine of this system. It governs the dynamic way that the atmosphere influences the ocean. Therefore, it is highly important to lay out a systematic observation network of this surface parameter at a global scale. The scatterometers, which are microwave radars on board of polar satellites, make up an important part of this device. Their data give access to the wind speed and the direction, and they are the only data of this kind that have a quasi-synoptic structure. They are of considerable interest in oceanography. They are required, for instance, to derive ocean models and to validate coupled ocean-atmosphere global models. One of the main advantages of the scatterometers, is their regular space and time sampling of the derived surface wind over the global oceans using the same instrument and with comparable estimates at any location. This paper aims to present the various techniques used to retrieve the remotely sensed winds from scatterometer measurements, to evaluate their quality, and their use within the oceanographic, weather and climatic framework studies.

Keywords : surface wind ; scatterometer ; ERS ; QuikScat ; ocean ; validation.

1. INTRODUCTION

Les interactions de l'océan avec l'atmosphère contrôlent l'évolution météorologique et climatique de la planète, dont la compréhension est fondamentale pour mesurer et prévoir son impact sur l'environnement et la société. Ce système doit donc être bien compris et modélisé, ce qui nécessite évidemment la disponibilité, à l'échelle de la planète, d'observations valides, uniformes et sur une longue période. En particulier, l'observation du vent de surface sur l'océan revêt un intérêt capital car il constitue l'un des principaux facteurs de forçage de l'océan et, par conséquent, il a un impact majeur sur sa dynamique (Grima *et al.*, 1999 ; Millif *et al.*, 1999).

Depuis une dizaine d'années, plusieurs programmes satellitaires permettent l'acquisition routinière de données sur le vent de surface à l'échelle planétaire. Ils mettent en jeu différents types de capteurs, dont les diffusiomètres, tels ceux embarqués sur les satellites européens ERS-1 et ERS-2 (*European Remote Sensing*), sur le satellite Japonais ADEOS-1 (*Advanced Earth Observing Satellite*), ou encore sur le satellite américain *QuikScat* (figure 1). Ces capteurs sont les seuls à fournir simultanément, sur l'ensemble de la planète et avec une grande précision, une

* Correspondant principal

estimation de la vitesse et de la direction du vent, de jour comme de nuit, et ce quelle que soit la couverture nuageuse. Ils donnent non seulement accès à la signature synoptique du vent de surface, mais également à des détails de structure spatio-temporelle inaccessibles avec des sorties de modèles numériques.

Après avoir présenté le principe de la mesure diffusiométrique et établi un panorama des différents capteurs existants, nous examinerons plus en détail la méthode d'inversion permettant de restituer les caractéristiques du vent de surface à partir du coefficient de rétrodiffusion mesuré par radar. Nous aborderons ensuite les moyens utilisés pour qualifier les données, ainsi que les différents niveaux de produits mis à la disposition de la communauté scientifique, en nous attachant tout particulièrement aux estimations du vecteur vent sur une grille spatio-temporelle régulière (champs de vent analysés). Les thèmes abordés étant loin d'être exhaustifs, le lecteur pourra se reporter aux références citées ainsi qu'à la liste de sites spécialisés sur Internet et fournie en annexe de cet article.

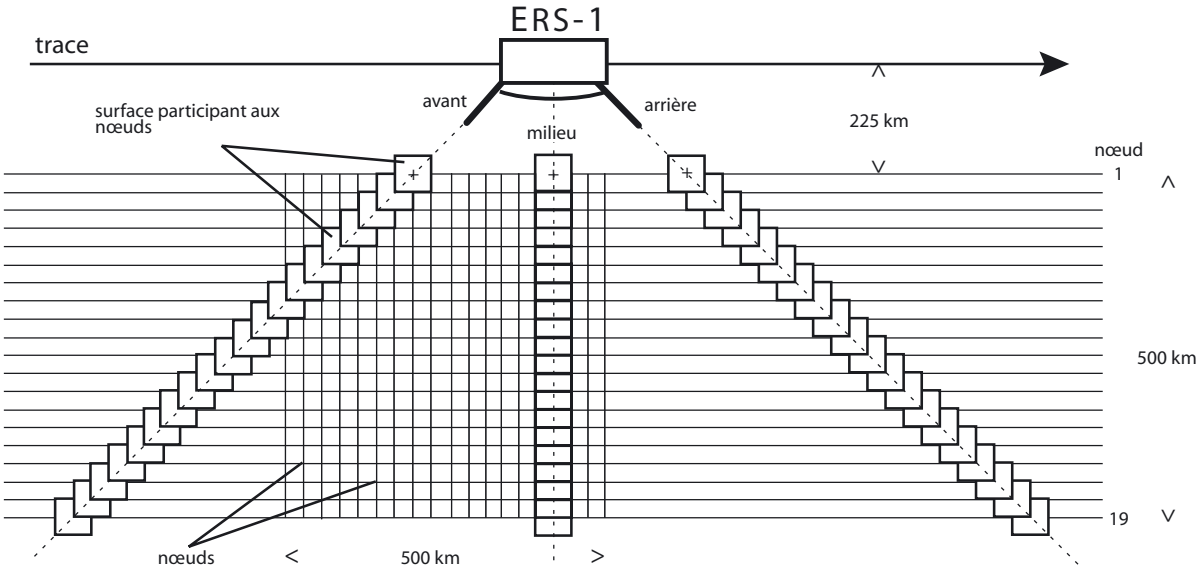


FIGURE 1 Géométrie de la mesure du vent par le diffusiomètre de ERS-1 de l'Agence spatiale européenne. *Geometry of the surface wind measurements derived from the European space Agency satllite ERS-1.*

2. DIFFUSIOMÉTRIE : TECHNIQUE ET CAPTEURS

L'objectif premier d'un diffusiomètre est la mesure du vecteur de vent, en termes de vitesse et de direction, avec une haute résolution et sur toute la surface des océans. Le diffusiomètre est un radar actif opérant dans les micro-ondes et exploitant la théorie de la rétrodiffusion de Bragg des ondes électromagnétiques sur les vagues océaniques de courte gravité. Ces vagues sont sensibles à l'effort du vent de surface et leur crête tend à être perpendiculaire à la direction du vent (Ulaby *et al*., 1986). Tout changement du vent de surface entraîne une modification de la rugosité de surface, liée à ces vagues capillaires, et donc une variation de la puissance rétrodiffusée vers le radar (Pierson, 1983).

Le diffusiomètre envoie des pulsations électromagnétiques micro-ondes vers l'océan et, en mesurant la puissance reçue de l'écho, il permet d'obtenir le coefficient de rétrodiffusion (ou σ^0). Utilisant les mesures de diffusiomètres aéroportés, Jones *et al.* (1978) ont confirmé que, pour une incidence donnée supérieure à 20°, le coefficient de rétrodiffusion croît en fonction de la vitesse du vent. Grâce au caractère anisotropique de la mesure diffusiométrique, il a été établi qu'il est aussi dépendant de l'angle entre la direction du vent et celle du faisceau de l'antenne du radar (Jones *et al., 1978*)

L'étude de la relation entre la mesure du σ^0 et le vecteur de vent est encore un objet d'étude : en effet, de nombreux travaux actuels ont pour objectif d'établir un modèle physique de la rétrodiffusion (Liu, 2002). Cependant, l'effet du vent sur la rétrodiffusion en incidence oblique passe essentiellement par la variation de la partie haute fréquence du spectre, qui est aussi malheureusement la plus mal connue, car difficile

à mesurer dans des conditions réelles. Il en résulte que seuls des modèles empiriques permettent actuellement d'établir une relation entre le coefficient de rétrodiffusion ainsi que la vitesse et la direction du vent (Bentamy *et al.*, 1994).

Une forme générale du modèle de rétrodiffusion est donnée de la façon suivante (Ulaby *et al.*, 1986) :

$$\sigma^0 (U,\varphi,\theta,P) = A0(U,\theta,P) \times (1 + A1(U,\theta,P) \times \cos(\varphi) + A2(U,\theta,P) \times \cos(2\varphi)) \quad (1)$$

où U est la vitesse du vent à 10 m au-dessus de la surface de la mer, φ est la direction du vent relative à l'azimut de l'antenne, θ est l'angle d'incidence et P est la polarisation.

Les termes A0, A1 et A2, fonction de U, θ et P, sont généralement déterminés par régression à partir de mesures satellitaires et *in situ* colocalisées en espace et en temps (Bentamy *et al.*, 1994 ; Stoffelen and Anderson, 1997 ; Wentz and Smith, 1999).

Sur la figure 2, on présente un exemple de la variation de σ^0 en fonction de la direction du vent relativement à l'azimut de l'antenne considérée, pour trois gammes de vitesses (3 m/s, 8 m/s et 12 m/s) et pour trois angles d'incidence différents situés respectivement à l'intérieur (24,90°), au milieu (40,20°) et à l'extérieur (55,60°) de la fauchée. La vitesse et la direction du vent sont mesurées à partir de bouées. Les points représentent les mesures de σ^0 colocalisées avec ces mesures aussi à partir de bouées.

Ce principe est mis en œuvre sur des diffusiomètres embarqués à bord de satellites depuis 1978 ainsi que dans l'expérience SeaSAT menée par la NASA (*National Aeronautic and Space Administration*). Les mesures de ses successeurs, mentionnées sur le tableau 1, ont depuis été utilisées avec succès d'une manière opérationnelle par les centres météorologiques (http://www.ecmwf.int/research/).

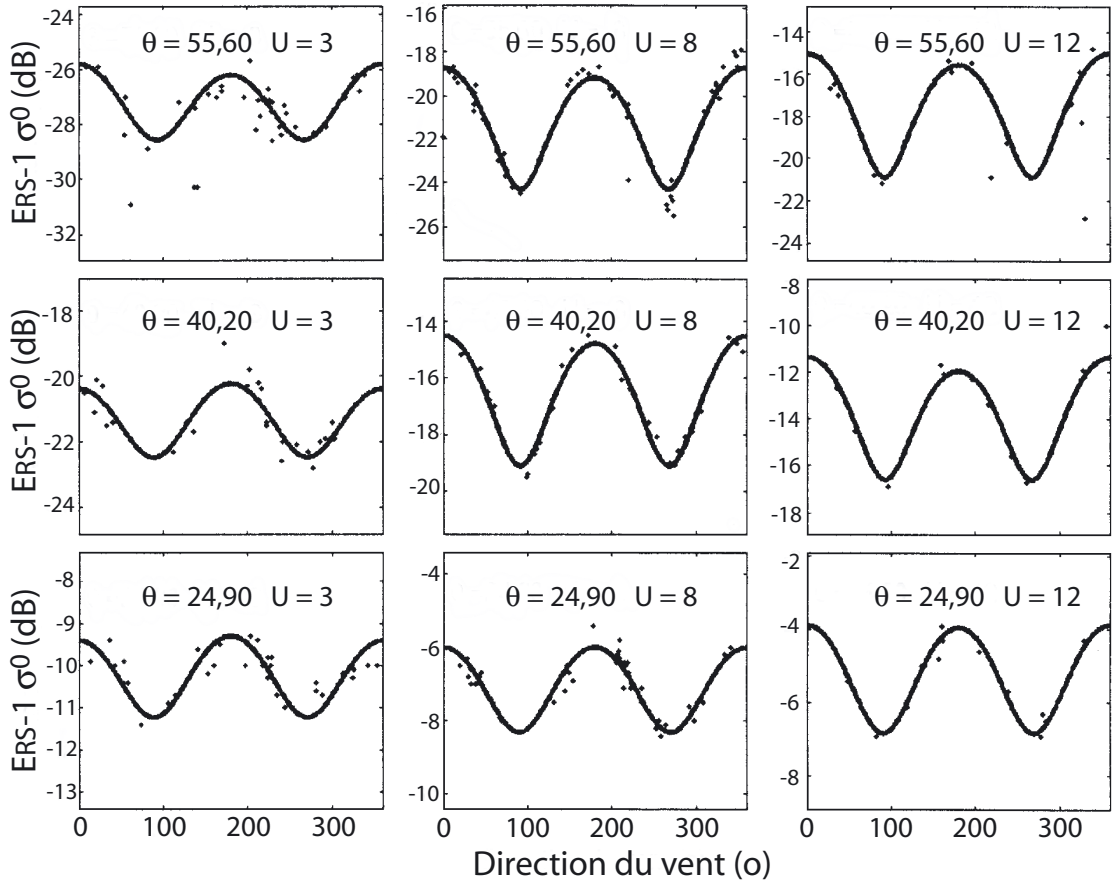


FIGURE 2 Variation du coefficient de rétrodiffusion σ^0 en fonction de la direction relative du vent pour trois gammes de vitesse (U) et trois angles d'incidence (θ). *Behavior of the backscatter coefficient* σ^0 *as function of relative wind direction for three wind speed (U) and incidence angle (θ).*

TABLEAU 1 Principales caractéristiques des diffusio-mètres de l'ESA et de la NASA. *Characteristics of ESA and NASA scatterometers*.

	ERS-1/2	NSCAT	*Seawinds*
Date	08/1991–05/1996 04/1995–01/2001	08/1996–06/1997	07/1999–Présent
Polarisation	V	V, V/H, V	V, H
Bande (GHz)	C (5,3)	Ku (13,9)	Ku (13,4)
Angle d'incidence	18°–57°	18°–63°	46°,54°
Largeur de la fauchée (km)	500	2 x 600	1 800
Couverture/jour (%)	41	77	93
Résolution spatiale (km)	50	50/25	25

ERS-1 et ERS-2 ont été lancés par l'Agence spatiale européenne (ASE), respectivement en juillet 1991 et avril 1995. Ce sont des satellites défilants, suivant une orbite polaire inclinée de 98,52° par rapport au plan équatorial et dont l'altitude est de l'ordre de 780 km. La période de répétition de l'orbite est de 100 minutes. Leurs diffusiomètres sont identiques. Chacun possède trois antennes indépendantes fonctionnant en bande C (5,3 GHz). Chaque antenne forme un angle différent avec la direction de vol du satellite, respectivement de 45° pour l'antenne avant (*fore beam*), 90° pour celle du milieu (*mid beam*) et 135° pour celle de l'arrière (*aft beam*). L'angle d'incidence du faisceau du radar varie entre 24° et 57°, pour les antennes latérales, et entre 18° et 47°, pour l'antenne du milieu. Chacune des antennes effectue des mesures continues du coefficient de rétrodiffusion (σ^0), parallèlement à la trace du satellite sur une fauchée unique de 500 km de largeur. Les σ^0 sont fournis sur des cellules de 50 km de côté, tous les 25 km. Sur la figure 1, on illustre un exemple de mesures effectuées par le diffusiomètre de la série ERS de l'ASE (http://www.ifremer.fr/cersat/en/general/satellites/ers/).

Le diffusiomètre NSCAT de la NASA faisait partie des capteurs embarqués sur le satellite Japonais ADEOS-1. Ce dernier est un satellite polaire incliné de 98,59°, situé à une l'altitude de 796 km et ayant une répétition de l'orbite de 101 minutes. NSCAT fonctionne en bande Ku (14 GHz) et permet des mesures de σ^0 sur deux fauchées de 600 km chacune, de part et d'autre de la trace du satellite. La résolution spatiale des coefficients de rétrodiffusion est de 25 km. Une défaillance de la plate-forme ADEOS-1 a mis un terme à cette mission en juin 1997 (http://www.ifremer.fr/cersat/en/ general/satellites/nscat).

Le 17 juillet 1999, la NASA a lancé, à 803 km d'altitude, le satellite *QuikScat* avec le diffusiomètre *SeaWinds* à son bord. Un diffusiomètre identique est également embarqué sur le satellite japonais ADEOS-2, mis en orbite le 14 décembre 2002. Opérant en bande Ku, ce diffusiomètre est le premier à être muni d'une antenne tournante, d'environ 1 m de diamètre. Cette antenne est composée de deux faisceaux ayant, respectivement, un angle d'incidence de 46° et de 54° et une fauchée de 1 414 km (faisceau intérieur) et de 1 800 km (faisceau extérieur) (http://www.ifremer.fr/cersat/en/general/satellites/quikscat).

3. RESTITUTION DU VENT DE SURFACE

Étant donné la formulation du modèle de rétrodiffusion (1), il est bien clair que son inversion, pour restituer une vitesse et une direction du vent à partir des σ^0 mesurés, nécessite une méthode d'optimisation non linéaire. Généralement, on suppose que la mesure du coefficient de rétrodiffusion est entachée d'erreur, soit :

$$\sigma^0 = \sigma^0_P + \varepsilon \qquad (2)$$

où σ^0_P désigne la valeur de σ^0 pour un diffusiomètre parfait et ε représente l'erreur de mesure de σ^0 liée tant au bruit introduit par les instruments, qu'au bruit dû à la superposition aléatoire de réflexions issues de réflecteurs localisés à l'intérieur de l'empreinte et qu'à celui dû aux erreurs d'étalonnage du diffusiomètre. On

suppose que cette erreur est gaussienne de moyenne nulle et de variance δ_ε (Pierson, 1989).

L'autre hypothèse consiste à supposer que σ^0_P est relié au modèle de rétrodiffusion (1) par la formule suivante (Bentamy *et al.*, 1994) :

$$\sigma^0_P = \sigma^0_{mod} + \varepsilon_{mod} \quad (3)$$

où σ^0_{mod} est la valeur de σ^0 calculée à partir de (1) et ε_{mod} est l'erreur du modèle supposée gaussienne et de variance $\delta\varepsilon_{mod}$.

Pour une vitesse et une direction de vent donnée sur une cellule spatiale de la surface océanique, on s'intéresse à la différence entre le coefficient de rétrodiffusion mesuré et celui estimé par le modèle :

$$\Delta = \sigma^0 - \sigma^0_{mod} \quad (4)$$

Il est naturel de supposer que les erreurs instrumentales et les erreurs modèle sont indépendantes. Dans ce cas, Δ est une variable gaussienne de moyenne nulle et de variance $\delta_\Delta = \delta_\varepsilon + \delta_{\varepsilon mod}$.

Par conséquent la densité de probabilité conditionnée par la mesure σ^0 vaut :

$$P(\Delta/\sigma^0) = P(\Delta/\{U,\varphi\}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\delta_\Delta}} \exp\left(-\frac{\Delta^2}{2\delta_\Delta}\right) \quad (5)$$

En supposant qu'il y a N mesures de σ^0 sur une cellule donnée (3 dans le cas de ERS par exemple) et que les Δ respectives sont indépendantes, la probabilité conditionnelle conjointe est :

$$P(\Delta_1 \ldots \Delta_N/\{U,\varphi\}) = \prod_{i=1}^{N} \frac{1}{\sqrt{2\pi\delta_{\Delta i}}} \exp\left(-\sum_{i=1}^{N} \frac{\Delta_i^2}{2\delta_{\Delta i}}\right) \quad (6)$$

Le critère du maximum de vraisemblance implique que la solution $\{U,\varphi\}$ est le minimum local de *P*. En pratique, on cherche les maxima de la fonction de vraisemblance *J* qui est déduite de *P*, comme l'opposé du logarithme de l'équation (6) :

$$J(U,\varphi) = \sum_{i=1}^{N} \frac{(\sigma_i^0 - \sigma_{i\,mod}^0(U,\varphi))^2}{\delta_{\Delta i}} + \ln(\delta_{\Delta i}) \quad (7)$$

La détermination de la vitesse et de la direction diffusiométrique est basée sur l'optimisation de la fonctionnelle *J* dans l'espace des vitesses et des directions du vent U et φ.

Le nombre de solutions du problème d'optimisation de la fonctionnelle *J* (7), appelées ambiguïtés, varie généralement entre 2 et 6. Une procédure de levé d'ambiguïté est alors utilisée, laquelle a pour objectif de choisir le vecteur de vent le plus probable parmi les vecteurs solutions dans chaque cellule de vent diffusiométrique (Quilfen, 1995 ; Stoffelen and Anderson, 1997 ; Freilich and Dunbar, 1999 ; Thiria *et al.*, 1993).

4. VALIDATION DES VENTS DIFFUSIOMÉTRIQUES

Un des objectifs de cette section est de faire la démonstration de la qualité des vent de surface restitués à partir des mesures diffusiométriques. Celle-ci est établie grâce à des comparaisons avec des mesures de vents effectuées à l'aide de bouées.

4.1. Données de référence

La qualité du vent, restitué à partir des coefficients de rétrodiffusion sur une cellule de vent (50 km² pour ERS et NSCAT, 25 km² pour NSCAT et *Seawinds*), a été étudiée par plusieurs auteurs utilisant différentes approches (Bentamy *et al.*, 1999 ; Wentz and Smith, 1999 ; Graber *et a.l*, 1996 ; Ebutchi, 1999 ; Boutin *et al.*, 1998, Freilich and Dunbar, 1999).

La méthode la plus classique consiste à comparer statistiquement les données diffusiométriques et les données issues de bouées ou de modèles numériques. Dans le cadre de cette étude, plusieurs réseaux de bouées ont été utilisés :

– le réseau du NDBC (*Nation Data Buoy Center*) (www.ndbc.noaa.gov), situé le long des côtes américaines ;

– le réseau de l'expérience TAO (*Tropical Atmosphere-Ocean*) (www.pmel.noaa.gov/tao), dont les bouées sont déployées dans la région équatoriale du Pacifique, entre 137° E et 95° O en longitude et entre 8° N et 8° S en latitude ;

– le réseau maintenu par les centres météorologiques français et anglais, Météo-France et UK Met Office (www.meteo.shom.fr), situé le long des côtes européennes, entre 45° N et 60° N ;

– le réseau PIRATA (*Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic*) (www.brest.ird.fr/pirata), situé dans la zone équatoriale de l'Atlantique.

La majeure partie des bouées utilisées, soit environ 120, est située dans l'hémisphère Nord. Elles permettent d'effectuer des mesures horaires avec des anémomètres situés entre 3 et 10 m au-dessus de la surface de la mer. En outre, elles fournissent également d'autres mesures océaniques et atmosphériques nécessaires pour affiner l'analyse de la mesure du $\sigma°$, du modèle de rétrodiffusion (1) et de la qualité du vent diffusiométrique.

Le modèle de rétrodiffusion est calibré pour des vents à 10 m au-dessus de la surface de la mer dans des conditions neutres. Par conséquent, un modèle de couche limite (Liu *et al.*, 1979) est utilisé pour transformer les données du vent issues des bouées en vents à 10 m neutres. Ces

derniers pourraient être définis comme les vents qui devraient être observés en présence de stratification atmosphérique neutre (Geernaert and Katsaros, 1986).

4.2. Méthode

Les comparaisons entre les mesures du vent à partir de bouées et celles à partir de diffusiomètres sont basées sur l'utilisation de méthodes statistiques et, en particulier, de l'estimation des premiers moments conventionnels et linéaires ainsi que des paramètres de régression linéaire.

Soit X une variable scalaire qui pourrait désigner, dans le cas de cette étude, la vitesse du vent et ses composantes zonale ou bien méridionale. Ces deux dernières sont naturellement déduites de la vitesse et de la direction du vent. X pourrait également désigner la différence entre les variables du vent à partir de bouées et celles à partir de diffusiomètres.

Les quatre premiers moments conventionnels sont estimés, respectivement, comme suit :

$$\bar{X} = E(X) \tag{8}$$

$$\sigma_X = \sqrt{\mathrm{E}(X - \mathrm{E}(X))^2} \tag{9}$$

$$\gamma_X = \frac{\mathrm{E}(X - \mathrm{E}(X))^3}{(\mathrm{E}(X - \mathrm{E}(X))^2)^{3/2}} \tag{10}$$

$$K_X = \frac{\mathrm{E}(X - \mathrm{E}(X))^4}{(\mathrm{E}(X - \mathrm{E}(X))^2)^2} \tag{11}$$

où E désigne l'espérance mathématique.

Étant donné que les variables du vent ont un caractère stochastique, il est intéressant d'estimer les moments linéaires de la variable X qui rendent l'étude des distributions de la variable plus aisée et surtout qui sont moins sensibles aux valeurs extrêmes de X (par hypothèse rares) (Hosking, 1990).

Le moment linéaire d'ordre n est défini par :

$$\lambda_n = \int_1^0 x(F)\, P^*_{n-1}(F)\, dF \tag{12}$$

où F est la fonction de répartition de X, $x(F)$ est la fonction inverse de F, fonction quantile, P^*_n sont des polynômes orthogonaux définis à partir des polynômes de Legendre P_n par $P^*_n = P_n(2s - 1)$, $s \in]0,1[$.

Enfin, les comparaisons entre les caractéristiques du vent à partir de capteurs satellitaire et des données de référence (bouées) sont caractérisées par la droite de régression linéaire et par le coefficient de corrélation. Soit X et Y deux variables aléatoires dont les valeurs sont les observations du vent obtenues, respectivement, à partir de bouées et de capteurs satellitaires. La dépendance linéaire entre les deux variables est décrite par :

$$\tilde{Y} = aX + b \tag{13}$$

où $a = \frac{Syx}{Sxx}$, $b = E(Y) - aE(X)$

et $Syx = E(Y - E(Y))\, E(X - E(Y))$

et $Sxx = E(X - E(X))^2$.

Pour tenir compte du bruit de mesure inhérent aussi bien aux bouées qu'aux diffusiomètres, les paramètres de la droite de régression symétriques sont aussi évalués :

$$\tilde{Y}_s = a_s X + b_s \tag{14}$$

$$a = \sqrt{\frac{Syx}{Sxx}}$$

Le coefficient de corrélation est défini comme :

$$r = \frac{Syx}{\sqrt{SxxSyy}} \tag{15}$$

Les différentes statistiques sont appliquées pour estimer les intervalles de confiance des paramètres ci-dessus.

Pour les comparaisons des directions du vent à partir des bouées et des diffusiomètres, et pour tenir compte du caractère circulaire de ce type de variable, la moyenne et l'écart type de la différence ainsi que le coefficient de la corrélation vectorielle sont calculés respectivement suivant les équations (16), (17) et (18) :

$$\bar{D} = \tan^{-1}\left(\frac{<\sin(Db - Ds)>}{<\cos(Db - Ds)>}\right) \tag{16}$$

où Db et Ds indiquent la direction du vent aux bouées et au capteur satellitaire.

$$\sigma_D = \sin^{-1}(\varepsilon)\,(1 + 0{,}1547\,\varepsilon^3) \tag{17}$$

avec, d'après Yamartino (1984) :

$\varepsilon = \sqrt{1 - ((\sin(\delta D))^2 + (\cos(\delta \mathrm{D}))^2)}$,

où $\sin \delta D = <\sin(Db - Ds)>$

et $\cos \delta D = <\cos(Db - Ds)>$

$$\rho^2 = Tr\,(((\Sigma_{11})^{-1}\,\Sigma_{12}(\Sigma_{22})^{-1}\Sigma_{21}) \tag{18}$$

où Σ_{ij} indique la matrice de *cross-covariance* des composantes zonales et méridionales, Tr indique la trace de la matrice.

4.3. Résultats

Dans le cadre de la validation de la donnée diffusiométrique, plusieurs réseaux de bouées ancrées sont utilisés afin de tester l'impact des conditions locales sur les résultats de comparaison et, par voie de conséquence, sur les mesures provenant des capteurs satellitaires.

Sur les figures 3 et 4, on présente un exemple de comparaison entre les deux types de données en termes de vitesse et de direction du vent. La corrélation (15) entre les deux types de mesures est relativement importante et statistiquement significative. Elle est généralement supérieure à 0,85. Sur le tableau 2, on résume les différents paramètres statistiques évoqués dans la section 4.2 et caractérisant les différences entre les observations provenant des bouées et celles des diffusiomètres. En particulier, on note que les écarts types des différences sont inférieurs à 2 m/s, ce qui est le seuil de qualité des diffusiomètres. Ces écarts sont encore plus faibles si on considérait les valeurs du moment linéaire de second ordre (λ_2) (12). Les coefficients de régression a_s sont relativement proches de 1 et varient peu en fonction de la gamme de la vitesse du vent. Pour la direction du vent, la différence moyenne est inférieure à 10°, alors que l'écart type est de l'ordre 24°. En ne considérant que les données du vent à partir des bouées et dont la vitesse est supérieure à 5 m/s, l'écart type de la différence des directions n'excède pas 20°.

L'utilisation des données provenant de bouées permet également d'analyser l'impact des paramètres atmosphériques et océaniques mesurés par celles-ci sur les observations des diffusiomètres. La corrélation entre la différence des vitesses données par les bouées et celles par les diffusiomètres avec la hauteur significative des vagues (*Hs*) s'est avérée la plus significative au sens statistique. Ceci pourrait être liée à la modulation des vagues de gravité par les vagues dominantes à basse fréquence.

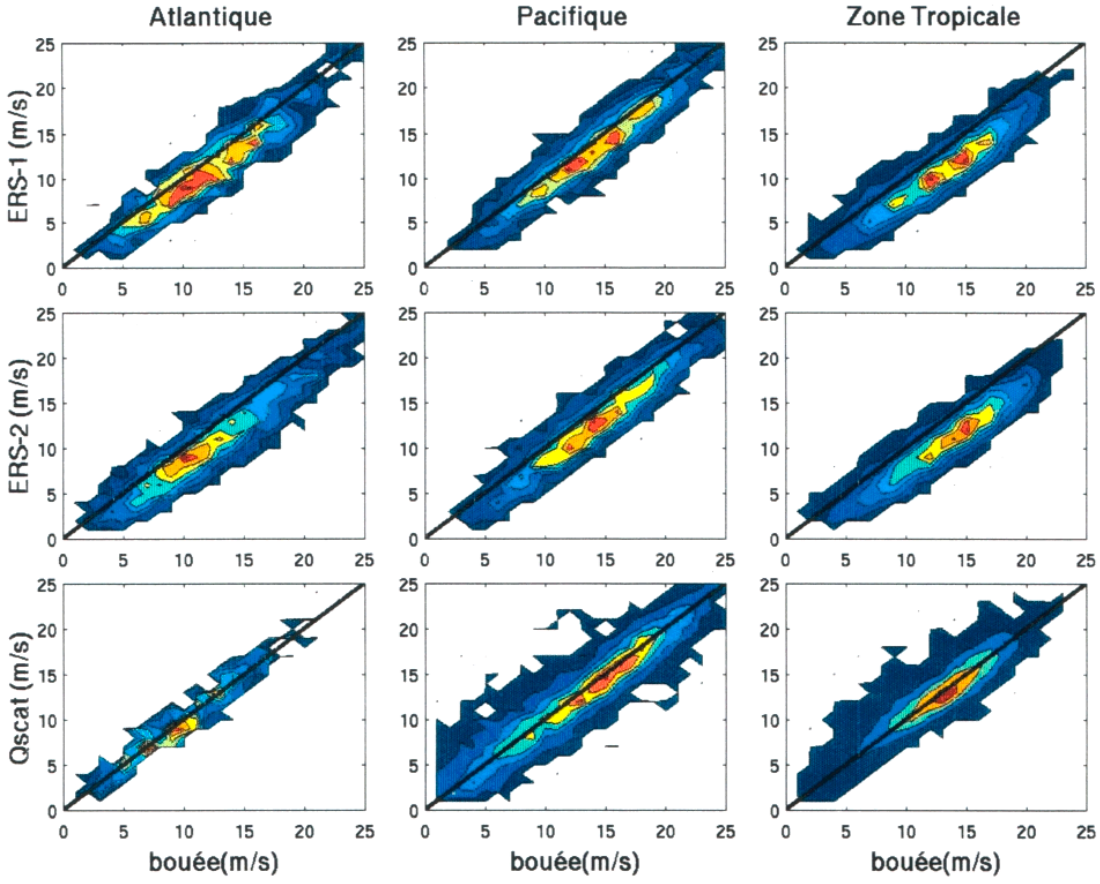


FIGURE 3 Comparaison entre les vitesses du vent mesurées à partir de bouées, ancrées dans l'Atlantique (NDBC : européennes), dans le Pacifique (NDBC) et dans la Zone tropicale (TAO) et observées par les diffusiomètres de ERS-1, ERS-2 et QuikScat. *Comparison of the wind speeds measured by buoys moored in the Atlantic ocean (NDBC, European), the Pacific (NDBC), and in the Tropical Area (TAO), with observed winds by ERS-1, ERS-2, and QuikScat scatterometers.*

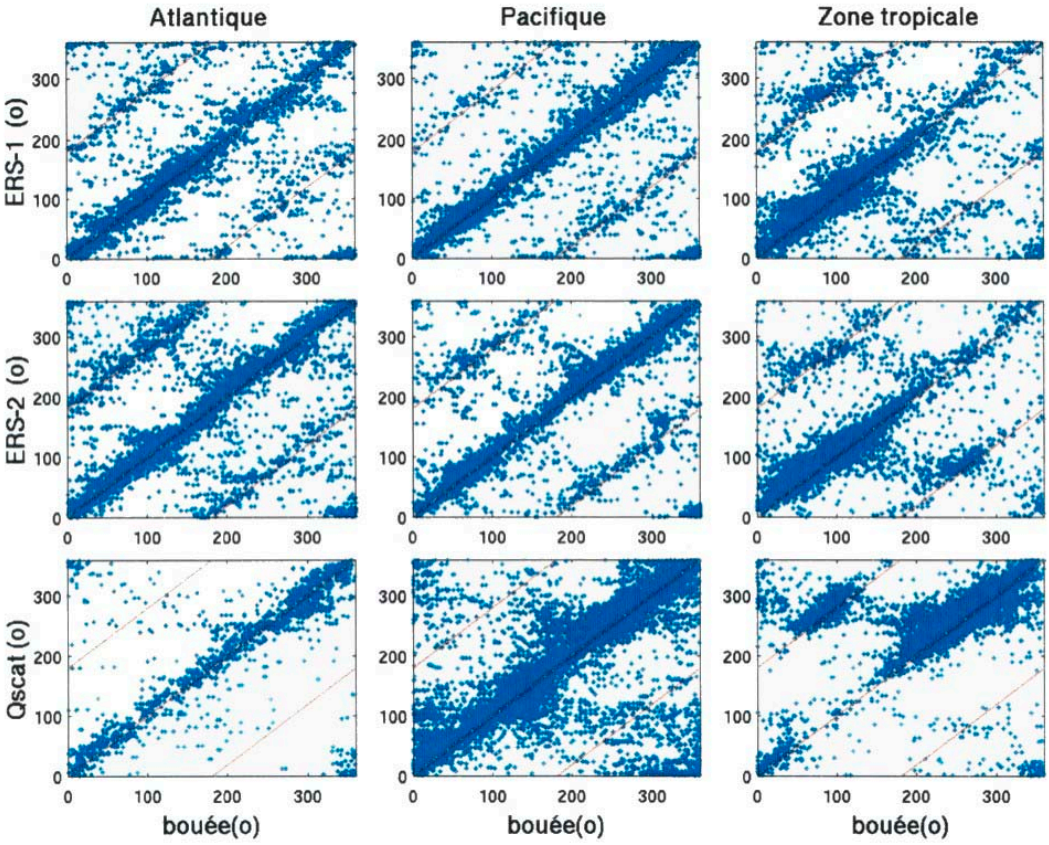


FIGURE 4 Comparaison entre les directions du vent mesurées à partir de bouées, ancrées dans l'Atlantique (NDBC : européennes), dans le Pacifique (NDBC) et dans la Zone tropicale (TAO) et observées par les diffusiomètres de ERS-1, ERS-2 et QuikScat. *Comparison of the wind directions measured by buoys moored in the Atlantic ocean (NDBC, European), the Pacific (NDBC), and in the tropical area (TAO), with observed winds by ERS-1, ERS-2, and QuikScat scatterometers.*

TABLEAU 2 Paramètres statistiques caractérisant la différence entre les vents mesurés à l'aide de bouées (mouillées dans l'Atlantique, le Pacifique et la zone tropicale) et observés par les diffusiomètres ERS-1, ERS-2 et QuikScat(QSCAT), pour trois bassins océaniques. *Statistical parameters charcaterising the difference between surface winds measured by bouys (moored in the Atlantic, Pacific, and Tropical Oceans), and observed by ERS-1, ERS-2, and QuikScat(QSCAT) scatterometers.*

		Atlantique			**Pacifique**			**Zone tropicale**		
		ERS-1	ERS-2	QSCAT	ERS-1	ERS-2	QSCAT	ERS-1	ERS-2	QSCAT
Vitesse du vent (m/s)	N	3 480	5 068	1 488	4 887	5 076	10 795	7 435	6 909	9 308
	$\bar{X}$	0,45	0,72	-0,41	0,20	0,49	-0,22	0,95	1,11	-0,40
	σ_X	1,67	1,54	1,51	1,51	1,45	1,94	1,49	1,62	1,68
	γ_X	-0,40	-0,66	-1,79	-1,53	-0,94	-0,76	-0,88	-1,04	-3,06
	K_X	6,67	6,75	13,21	11,56	7,28	7,21	6,86	9,26	20,44
	λ_2	1,40	1,23	1,44	1,47	1,27	1,88	1,04	1,21	1,67
	λ_3	-0,02	-0,13	-0,47	-0,42	-0,24	-0,07	-0,10	-0,10	-0,71
	λ_4	0,80	0,70	0,90	0,95	0,76	1,22	0,60	0,78	1,20
	a_s	1,03	1,00	1,04	1,97	1,05	1,00	0,93	0,94	1,06
	r	0,88	0,91	0,91	0,90	0,91	0,87	0,88	0,86	0,74
Direction du vent (dégrés)	$\bar{D}$	-2	-4	-1	-4	-5	-6	-9	-9	-10
	σ_D	24	21	24	19	19	25	20	21	21
	ρ^2	1,76	1,82	1,81	1,80	1,76	1,62	1,55	1,61	1,61

5. UTILISATION DU VENT À PARTIR DU VENT DE DONNÉES DIFFUSIOMÉTRIQUES

Les estimations des vents de surface déduites des mesures diffusiométries sont actuellement utilisées dans différents domaines scientifiques et opérationnels. À titre d'exemple, on peut citer la circulation océanique (Grima *et al.*, 1999), l'introduction dans les modèles de prévision atmosphériques (Figa *et al.*, 2000) et les études des cyclones tropicaux (Le Marshall *et al.*, 2000)

5.1. Produits disponibles

Trois types de produits, correspondant à des niveaux de traitement différents, sont habituellement mis à disposition des utilisateurs par les centres de traitement opérant ce type de capteurs (tableau 3).

TABLEAU 3 Caractéristiques des produits diffusiométriques disponibles. *Characteristics of the available scatterometer products*.

Niveau	Description
1	Produit contenant les mesures instrumentales directes sous la fauchée (coefficients de rétrodiffusion), datées et géoréférencées, à la résolution du capteur, ainsi qu'un certain nombre de paramètres d'acquisition complémentaires (incidence, azimut, etc.). Ce type de données s'adresse à des spécialistes de la rétrodiffusion souhaitant appliquer leur propre algorithme de calcul de vecteur de vent ou utilisant les σ^0 pour des applications dérivées de la diffusiométrie (détection et caractérisation des glaces de mer, utilisation du σ^0 sur les terres, etc.).
2	Produit contenant les mesures géophysiques (direction et vitesse du vent) directement déduites des mesures instrumentales, sous la fauchée, et datées et géoréférencées, à la résolution du capteur. Ce produit fournit à l'utilisateur une observation du vent directe et instantanée, rapidement disponible. Ce sont ces observations qui sont assimilées quotidiennement aujourd'hui par les modèles de prévision météorologiques. Bien entendu, l'inconvénient de ce type de produit, outre le volume important de données qu'il génère, est que l'observation d'un phénomène ou d'un événement particulier à un endroit et à un instant donnés, est tributaire du passage ou non du satellite à cet endroit et à ce moment (suivant le type de capteur et l'endroit, il peut s'écouler plusieurs jours entre deux passages successifs).
3	Produit présentant les valeurs géophysiques (direction et vitesse du vent) projetées sur des grilles à des échelles de temps et d'espace uniformes (par exemple des grilles journalières globales, à 0,5° de résolution). Éventuellement, une analyse objective est appliquée afin d'obtenir un champ synoptique du vent (permettant d'établir une moyenne là où les fauchées se chevauchent et d'interpoler les zones pauvrement échantillonnées) (Bentamy et al, 1998). Ce type de produit, beaucoup plus compact et ne nécessitant pas pour l'utilisateur de tenir compte des caractéristiques d'échantillonnage de l'instrument, est particulièrement adapté dès lors que des mesures dont les moyennes, qui sont faites aux échelles de temps et d'espace disponibles, suffisent. Le forçage de modèles de circulation océaniques régionaux ou planétaires, ou encore des études climatologiques, constitue des applications typiques de ce niveau de produit.

5.2. Restitution de champs synoptiques

L'utilisation des données du vent provenant de diffusiomètres pour le forçage des modèles de circulation océaniques régionaux ou planétaires, ou encore pour des études de processus ou de climatologie, nécessite des champs réguliers en espace et en temps. Une procédure d'analyse des observations individuelles du vent doit donc être réalisée pour produire ces champs synoptiques. Cette analyse est rendu difficile par le schéma d'échantillonnage des diffusiomètres embarqués sur des satellite polaires (zones sur- ou sous-échantillonnées). Plusieurs auteurs (Bentamy *et al.*, 1996, 2002 ; Liu *et al.*, 1998 ; Millif *et al.*, 1999 ; Pegion *et al.*, 2000) ont proposé diverses méthodes numériques ou géostatistiques afin de calculer ces champs.

En particulier, le krigeage est une méthode d'analyse géostatistique objective, basée sur la détermination d'une fonction de structure spatio-temporelle de la variable analysée, soit le module de la vitesse ou de la tension du vent ainsi que les composantes zonales et méridionales. Cette méthode a été mise en œuvre pour produire,de façon routinière, des champs planétaire du vent à partir de diffusiomètres (ERS-1, ERS-2, ADEOS-1/NSCAT ou QuikSCAT) à l'IFREMER/CERSAT (Bentamy *et al.*, 1996, 2002), de 1991 à aujourd'hui. Alors que seules deux résolutions temporelles (hebdomadaire et mensuelle) étaient possibles pour les capteurs de ERS-1 ou de ERS-2, avec une résolution spatiale de 1° en longitude et en latitude, le meilleur échantillonnage avec QuikScat a permis de réaliser des champs

journaliers avec un pas de grille de 0,5 degré. Sur la figure 5, on illustre ces champs du vent journalier calculés à l'échelle de trois bassins : golfe du Mexique, nord-est de l'Atlantique et l'ouest de la Méditerranée. On note que ces analyses contiennent les structures à basse et haute fréquences.

L'impact de l'échantillonnage des caractéristiques du vent à partir de diffusiomètres sur la qualité des analyses est estimé par comparaison avec les analyses des vents effectuées par les centres météorologiques, comme le Centre européen de prévisions météorologiques à moyen terme (CEPMMT/ECMWF), et de validation à travers des comparaisons avec des mesures *in situ*, à partir de bouées et de campagnes océanographiques (Bentamy *et al.*, 2002).

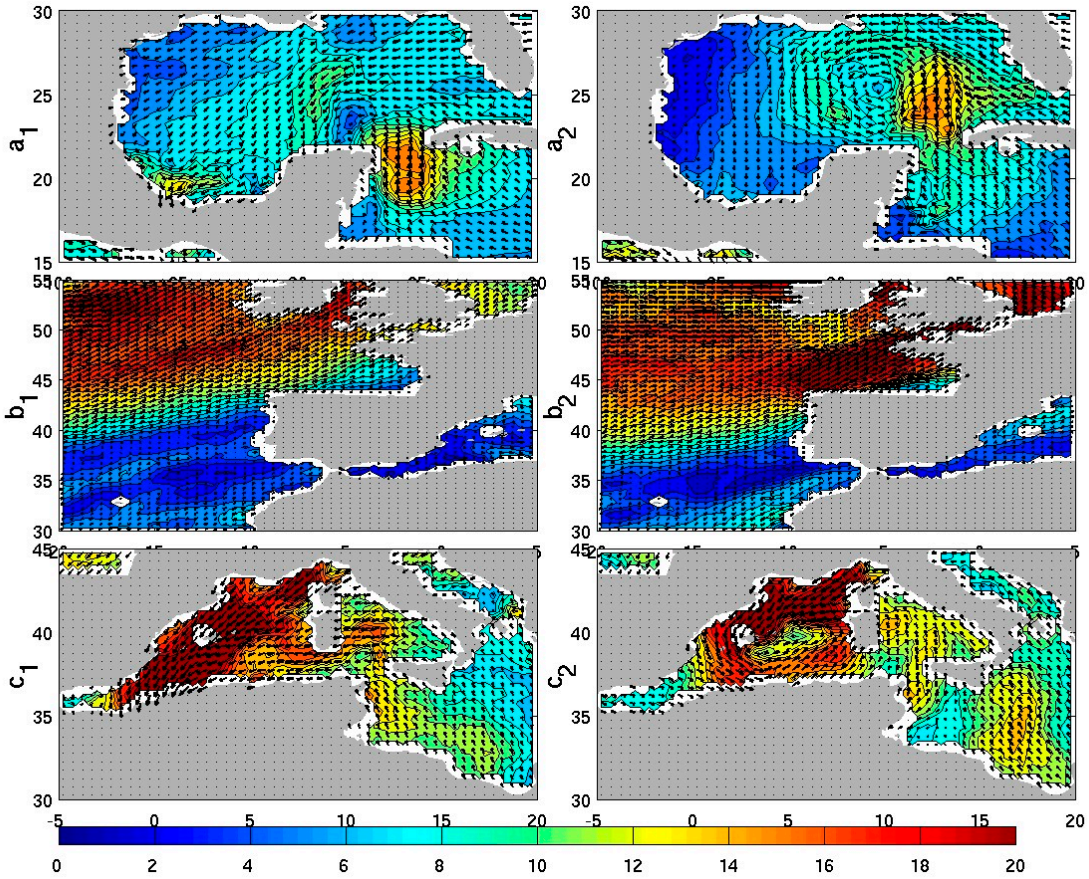


FIGURE 5 Exemples de champs de vent journaliers calculés uniquement à partir des observations diffusiométriques dans le golfe du Mexique les 18 (a1) et 19 (a2) septembre 1999, dans l'Atlantique Est les 23 (b1) et 24 (b2) décembre 1999 et dans la Méditerranée les 11(c1) et 12 (c2) novembre 2001. La gamme des couleurs indique la vitesse du vent en m/s. *Examples of daily wind fields estimated from scatterometer wind observations in the Gulf of Mexico 18 (a1) and 19 (a2) September 1999, in the east Atlantic area 23(b1) and 24(b2) December 2003, and in the Mediterranean sea 11(c1) and &2(c2) November 2001. The colorbar indivates wind speed in m/s.*

5.3. Exemple d'application

Un des intérêts majeurs de l'utilisation de ce type d'analyse du vent est l'étude des structures spatio-temporelles du vent de surface à l'échelle de la planète ou à l'échelle régionale. Sur la figure 6, on illustre une telle utilisation. On y constate l'évolution temporelle de la vitesse du vent dans cinq zones situés dans l'Atlantique Nord. Celles-ci correspondent à des quadrilatères géographiques de 5° de résolution en longitude et en latitude. Les vents de surface sont caractérisés par le signal saisonnier aussi bien en termes de moyenne, de quantile (95 %) et de maximum. Cette signature est particulièrement importante aux hautes latitudes. L'occurrence de vents forts a lieu durant les mois de décembre, janvier et février, alors que les vents faibles dominent durant les mois de juin, juillet et août.

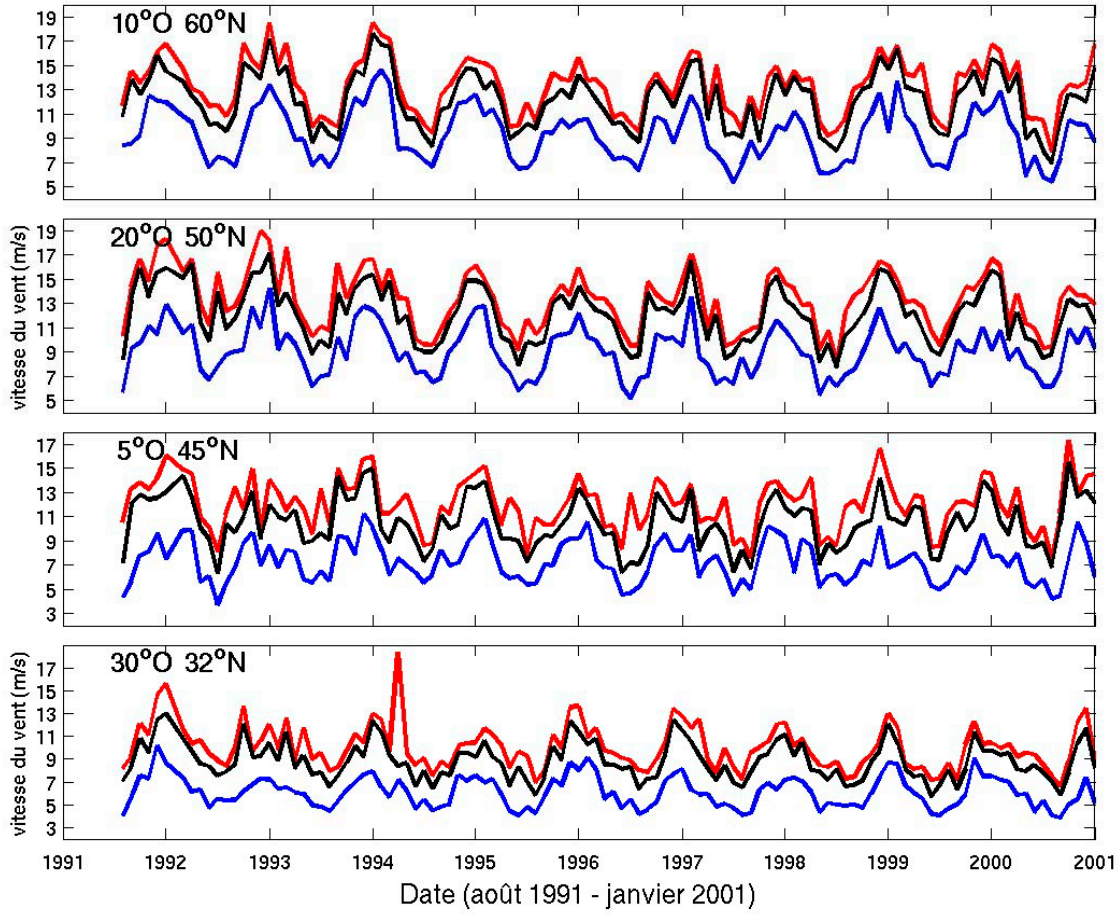


FIGURE 6 Séries temporelles de la vitesse du vent estimées en cinq points de l'Atlantique Nord. Les couleurs bleu, noir et rouge représentent respectivement la moyenne, le percentile (95 %) et le maximum de vitesse du vent. *Time series of wind speed estimated at five locations in the north Atlantic ocean. Blue, black, and red color indicates mean, 95 % percentile, and maximum, respectively.*

La valeur maximale de la valeur moyenne est de l'ordre de 14,5 m/s et elle a été atteinte au mois de janvier 1994. Elle excède de 7 m/s la valeur moyenne globale, qui est de l'ordre de 7,5 m/s. Aux latitudes supérieures à 50° N, plus de 50 % des vents analysés excèdent 12 m/s durant les mois de janvier et de février. Mais cette fréquence tombe à moins de 2 % durant les mois de juin et de juillet. Au voisinage de 30° N, la fréquence de vents forts, supérieurs à 12 m/s, présente approximativement le même comportement, sauf qu'elle n'excède pas 3 %. L'analyse de la tendance a indiqué que la fréquence de vents forts à 60° N a augmenté de façon significative entre 1991 et 1994. Le maximum a été atteint au mois de janvier 1994. Après cette période, la tendance n'est pas statistiquement significative. Entre 30° N et 50° N, la fréquence de vents forts est particulièrement importante entre 1992 et 1997. À partir de 1998, on observe une tendance à la décroissance.

6. CONCLUSION ET PERSPECTIVE

Dans cet article, on a montré l'importance des mesures diffusiométriques et la qualité des vents de surface sur l'océan qui en sont déduits. Ces données constituent un élément important de l'océanographie spatiale, qui donne accès à la réalisation de programmes inédits à différents échelles spatio-temporelles. On a également démontré que ce type de donnée apporte une valeur ajoutée considérable à l'observation en mer, et qu'elle est statistiquement comparable aux mesures effectuées à partir de bouées. De fait, plusieurs programmes nationaux et internationaux utilisent ou utiliseront les données du vent obtenues à partir de diffusiomètres, et ce

conjointement avec d'autres observations satellitaires, des mesures *in situ* (bouées, flotteurs, courantomètres et bateaux) et des analyses météorologiques, afin de constituer une image tridimensionnelle de l'océan. Plusieurs autres projets d'observation du vent de surface à partir des mesures satellitaires sont au programme. Le 16 décembre 2002, l'Agence spatiale japonaise (NASDA) a lancé le satellite ADEOS-2 avec, à son bord, le diffusiomètre Seawinds. Ce dernier est identique à celui embarqué sur *QuikSca*t, qui est toujours opérationnel. L'utilisation conjointe de ces deux diffusiomètres contribuera certainement à mettre en évidence l'importance de la haute fréquence pour le forçage des modèles de circulation océaniques (Millif *et al.*, 2001). Le prochain diffusiomètre européen (ASCAT) sera embarqué sur le satellite météorologique METOP prévu pour fin 2005. C'est un capteur qui s'inscrit dans la continuité des radars de la série ERS. Cependant, et contrairement à ses prédécesseurs, il aura une double fauchée de 600 km chacune. Il fournira donc deux fois plus d'information pour une orbite que les versions antérieures et il sera capable de fournir une couverture pratiquement planétaire en 24 heures. En parallèle de ces nouveautés technologiques, de nouveaux développements scientifiques sont également en cours d'étude. Il s'agit, par exemple, d'améliorer la détermination du vecteur de vent à partir de la connaissance des coefficients de rétrodiffusion. La diffusiométrie polarimétrique semble prometteuse dans ce domaine. Elle pourra en outre contribuer à la détermination d'un indice de pluie qui affecte le signal diffusiométrique. D'autres études, plus liées aux interactions océan-atmosphère, sont aussi en cours. Elles ont pour objectif de déterminer une série homogène de flux de quantité de mouvement et de chaleur nécessitant l'utilisation de plusieurs sources de donnés satellisables (Bentamy *et al.*, 2002)

Remerciements

Ce travail a été effectué au sein du Département d'océanographie physique et spatiale de l'Institut français pour la recherche et l'exploitation de la mer (IFREMER). Nous remercions tous les collègues travaillant sur la thématique des vents diffusiométriques dont les résultats ont contribué à la rédaction de cet article. Nous tenons également à remercier les agences spatiales : Agence spatiale européenne (ASE/ESA), National Aeronautics and Space Administration (NASA), Jet Propulsion Laboratory (JPL) et National Space Development Agency of Japan (NASDA).

Références bibliographiques

Bentamy, A., Grima, N. and Quilfen, Y. (1998) Validation of the gridded weekly and monthly wind fields calculated from ERS-1 scatterometer wind observations. Global Atmosphere and Ocean System, vol. 6, p. 373-396.

Bentamy, A, Queffeulou, P., Quilfen, Y. and Katsaros, K. (1999) Ocean surface wind fields estimated from satellite active and passive microwave instruments. IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, vol. 37, nº 5, p. 2469-2486.

Bentamy, A, Quilfen, Y. and Flament, P. (2002) Scatterometer wind fields : a new release over the decade 1991-2001. Canadian Journal of Remote Sensing, vol. 28, nº 3, p. 424-430.

Bentamy, A., Quilfen, Y., Gohin, F., Grima, N., Lenaour, M. and Servain, J. (1996) Determination and validation of average field from ERS-1 scatterometer measurements. Global Atmosphere and Ocean System, vol. 4, p. 1-29.

Bentamy, A., Quilfen, Y., Quefeulou, P. and Cavanié, A. (1994) Calibration and validation of the ERS-1 scatterometer. Institut français pour la recherche et l'exploitation de la mer (IFREMER), Brest, Technical Report DRO/OS-94-01, 80 p.

Boutin, J., Etcheto, J., Rafizadeh, M. and Bakker, D.C.E. (1999) Comparison of NSCAT, ERS-2 active microwave instrument, special sensor microwave imager, and carbon interface ocean atmosphere buoy wind speed : consequences for the air-sea CO2 exchange coefficient. Journal of Geophysical Research, vol. 104, p. 11375-11392.

Ebutchi, N. (1999) Statistical distribution of wind speeds and directions globally observed by NSCAT. Journal of Geophysical Research, vol. 103, p. 7787-7798.

Figa J. and Stoffelen, A. (2000) On the assimilation of Ku band scatterometer winds for weather analysis and forecasting. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 38, p. 1893-1902

Freilich, M.H. and Dunbar, S. (1999) The accuracy of the NSCAT 1 vector winds : Comparisons with National Data Buoy Center buoys. Journal of Geophysical Research, vol. 104, p. 11231-11246.

Geernaert, G. L. and Katsaros, K.B. (1986) Incorporation of Stratification Effects on the Oceanic Roughness Length in the Derivation of the Neutral Drag Coefficient. Journal of Physical Oceanography, vol. 16, p. 1580-1584.

Graber, H.C., Ebutchi, N. and Vakkayil, R. (1996) Evaluation of ERS-1 scatterometer winds with wind and wave ocean buoy observations. University of Miami, Division of Applied Marine Physics, Miami, Technical Report RSMAS 96-003, 58 p.

Grima, N., Bentamy, A., Katsaros, K. and Quilfen, Y. (1999) Sensitivity of an oceanic general circulation model forced by satellite wind stress fields. Journal of Geophysical Research, vol. 104, p. 7967-7989.

Hosking, J.R.M. (1990) L-moments : analysis and estimation od distributions using linear combinations of order statistics. Journal of the Royal Statistics Society, Serie B, vol. 52, p. 105-124.

Jones, W.L., Wentz, F.J. and Schroeder, L. (1978) Algorithm for inferring wind stress from Seasat-A. Journal of Spacecraft and Rockets, vol. 15, p. 368-374.

Le Marshall, J.Leslie, L., Morison, R., Pescod, N., Seecamp, R. and Spinoso, C. (2000) Recent developments in the continuous assimilation of satellite wind data for tropical cyclone track forcasting. Advance in Space Resarch, vol. 25, p. 1077-1080.

Liu, W. T. (2002) progress in Scatterometer application. Journal of Oceanography, vol. 58, p. 121-136.

Liu, W.T., Katsaros, K. and Businger, J.A. (1979) Bulk parametrization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. J. of Atmospheric Science, vol. 36, p. 1722-1735.

Liu, W.T., Tang, W. and Polito, P.S. (1998) NASA scatterometer provides global ocean-surface wind fields with more structures than numerical weather prediction. Geophysical Research Letter, vol. 25, p. 761-764.

Millif, R.F., Freilich, M.H., Liu, W.T., Atlas, R. and Large, W.G. (2001) Global ocean surface wind observations from space. *In* C.J. Koblinsky and N.R. Smith (réd.) Observing Ocean in the 21st Century, GOADE Project Office, Bureau of Meteorology, Melbourne, Australie, p. 102-119.

Millif, R.F., Large, W.G., Morzel, J., Danabasoglu, G. and Chin, T.M. (1999) Ocean genertal circulation model sensitivity to forcing from scatterometer winds. Journal of Geophysical Research, vol. 104, p. 11337-11358.

Pegion, P.J., Bourassa, M.A., Legler, D.M. and O'Brien, J.J. (2000) Objectively derived daily "wind" from satellite scatterometer data. Monthly Weather Review, vol. 128, p. 3150-3168.

Pierson, W. J. (1983) The measurements of the synoptic scale wind over the ocean. Journal of Geophysical Research, vol. 88, nº C3, p. 1683-1709

Pierson, W. J. (1989) Probabilities and statistics for backscatter estimates obtained by a scatterometer. Journal of Geophysical Research, vol. 94, nº C7, p. 9743-9759.

Quilfen, Y. (1995) ERS-1 off-line wind scatterometer products. Institut français pour la recherche et l'exploitation de la mer (IFREMER), Brest, France, Technical Report, 75 p.

Stoffelen, A. and Anderson, D. (1997) Scatterometer data interpretation : Estimation and validation of the transfer function CMOD4. Journal of Geophysical Research, vol. 102, p. 5767-5780.

Thiria, S., Mejia, C., Badran, F. and Crepon, M. (1993) A neural network approach for modeling nonlinear transfer functions : Application for wind retrieval from spaceborne scatterometer data. Journal of Geophysical Research, vol. 98, p. 22827-22841.

Ulaby, F.T., Moore, R.K. and Fung, A.K. (1986) Microwave remote sensing active and passive. Vol III : From theory to applications. ARTECH Inc, Deham (Mass.), p. 609.

Wentz, F.J. and Smith, D.K. (1999) A model function for the ocean-normalized radar cross-section at 14GHz derived from NSCAT observations. Journal of Geophysical Research, vol. 104, p. 11449-11514

Annexe : Sites Internet spécialisés

CERSAT (http://www.ifremer.fr/cersat) : le CERSAT est le centre d'archivage, de traitement et de distribution de données océanographiques d'origine spatiale de l'IFREMER (Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer). À ce titre, il diffuse entre autres les données de plusieurs diffusiomètres européens (ERS-1, ERS-2) et américains (QuikSCAT, SeaWinds sur NSCAT et ADEOS-2) dont les observations sous la fauchée (niveau 2) et des champs grillés et analysés (niveau 3).

COAPS (http://www.coaps.fsu.edu/scatterometry/) : le COAPS (*Center for Ocean-Atmospheric Prediction Studies*) présente une rubrique consacrée à la diffusiométrie. Il distribue également des champs interpolés sur une grille régulière et analysés (niveau 3) à partir des données des diffusiomètres américains.

PODAAC (http://podaac.jpl.nasa.gov/) : le *Physical Oceanography Distributed Active Archive Center* traite, distribue et archive différentes données satellitaires issues principalement des capteurs de la NASA.

JPL (http://winds.jpl.nasa.gov/) : le site du JPL (*Jet propulsion Laboratory*) consacré à la diffusiométrie.

RSS (http://www.ssmi.com/) : le site de RSS (*Remote Sensing System*) fournit un ensemble de données diffusiométriques et radiométriques ainsi qu'un certain nombre d'outils de lecture et de visualisation.