



Évaluation du potentiel éolien offshore et imagerie satellitale

Nicolas Fichaux

► To cite this version:

Nicolas Fichaux. Évaluation du potentiel éolien offshore et imagerie satellitale. Sciences de l'ingénieur [physics]. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2003. Français. NNT : 2003ENMP1172 . pastel-00001276

HAL Id: pastel-00001276

<https://pastel.hal.science/pastel-00001276>

Submitted on 20 Jun 2005

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



N° attribué par la bibliothèque
/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_

THESE

pour obtenir le grade de
Docteur de l'Ecole des Mines de Paris
Spécialité "Energétique"

présentée et soutenue publiquement par
Nicolas Fichaux

le 2 décembre 2003

EVALUATION DU POTENTIEL EOLIEN OFFSHORE ET IMAGERIE SATELLITALE
--

Directeur de thèse : Thierry Ranchin

Jury :

M. Bertrand CHAPRON	Rapporteur
M. Eric PEIRANO	Rapporteur
M. Corrado RATTO	Rapporteur
M. Philippe REFREGIER	Examineur
M. Didier MAYER	Examineur
M. Thierry RANCHIN.....	Examineur

La connaissance des mots conduit à la connaissance des choses.

Platon.

A Christine, ma muse et mon ange.

Remerciements

Ces trois années écoulées furent pour moi ponctuées de moments de joies intenses et de traversées du désert. Je suis extrêmement heureux d'avoir pu mener ce travail à son terme. Rien n'aurait été possible sans le soutien de mes proches, et de l'ensemble du laboratoire. J'ai ici la possibilité de glisser quelques mots à leur attention. Ces quelques phrases ne permettront pas de transmettre l'immense affection que je ressens pour tous, et pour bien d'autres encore. Sans vous, rien n'aurait été possible.

Dans le cadre du laboratoire

Sans Philippe, rien n'aurait débuté. Il a pensé à me donner une chance, à m'indiquer une voie. Ses "crapauds" tonitruants et autres tours de magie restent inégalés. Ce que je lui dois ne peut être acquitté en ce monde.

Lucien a accepté de m'ouvrir les portes de son laboratoire. Il m'avait prévenu que je le maudirais de m'avoir recruté. Je l'ai maudit. Il m'avait prévenu que ce serait dur et prenant. Je l'ai vécu. Je me suis souvent dit, Lucien, que tu lisais dans l'avenir et dans les pensées. Je sais maintenant qu'il n'en est rien. Cette impression n'est que le reflet d'une expérience mûrie, ce qui n'est pas la moindre de tes qualités.

Thierry, tu as gardé la foi pendant ces trois longues années. Pour cela je te remercie. Tu as appris à encadrer une thèse en même temps que j'apprenais à en faire une. Tu auras, entre autres, tenté de m'inculquer le sens de la rédaction. Cela n'a pas de prix.

François, véritable encyclopédie vivante, m'a guidé à des moments cruciaux. Ton humour et ton esprit acéré m'ont parfois tiré de ma morosité. J'ai beaucoup appris à ton contact, et j'en suis très heureux.

Michel, notre sage du laboratoire, est un personnage imperturbable. Heureusement pour moi, car mes nombreux dépassements d'espace disque et autres saturations du réseau auraient dû me mener à l'échafaud.

Lionel, mon compagnon de bureau, à la voix tonitruante. J'ai parfois cru devenir fou lors de tes réunions et autres coups de téléphone hurlés et entendus jusqu'à l'autre bout du couloir. C'est toujours un vrai bonheur de papoter avec toi. Peu de gens sont aussi francs et directs, cela me manquera.

Renaud & Sylvain, que j'aurai l'impertinence d'appeler mes amis, vont sans doute ronchonner à cette appellation. Nous avons formé un groupe soudé connu sous plusieurs dénominations telles que "Le Pôle Café", "Pim Pam & Poum" et "les T&M". Qu'aurait été cette thèse si vous n'aviez été là ? Je n'ose l'imaginer. Ce temps partagé ensemble restera gravé en moi. Je ne peux que souhaiter que la vie ne nous sépare pas.

A l'extérieur

En premier lieu, Christine, ma compagne et ma muse. Tu m'as soutenu à chaque moment, ce qui n'était pas toujours facile. Tu as accepté de relire ce document, de le corriger et d'en discuter. Saches que tout ce que j'ai réalisé m'a été par toi inspiré.

Mes parents, à qui je dois tout, mais est-il besoin de le dire encore ? Seule l'éducation que vous m'avez donnée a pu me mener ici. Pour cela je vous remercie. Mon enfance fut bercée par une phrase que mon père a écrite et qui trônait sur le fronton de l'armoire de son bureau, où il a tant oeuvré. Elle s'est gravée en moi. Je tiens à ce que cette phrase apparaisse ici.

La voici :

"La vie est un mur dont chaque pierre est liée à sa voisine par un mélange fait de sueur et de larmes."

Elle est très belle, très sombre aussi. Je l'aime beaucoup. J'ai mis longtemps à m'apercevoir qu'elle n'est pas entièrement juste. Je tiens à la reformuler de la façon suivante :

"La vie est constituée d'une succession de murs dont chaque pierre est liée à sa voisine par un mélange fait de sueur et de larmes. Derrière chaque mur se trouve une période de félicité et de bonheur."

Mon frère et ma sœur, que j'adore. Vous deviendrez ce que vous choisirez. Ne l'oubliez jamais. Ce sera parfois facile, parfois dur. N'ayez surtout jamais de regrets.

Mes amis indéfectibles Alain & Muriel, sont restés présents durant tout ce temps. Nous n'avons pu que peu nous voir, mais le mail reste un instrument magique. Merci de vos phrases encourageantes et vos avis critiques. Vous m'êtes toujours d'un grand secours.

Et puis en vrac, deux Cédric dont un motard et un montagnard bougon au cœur d'or, Rogier & Nicolien que j'apprécie beaucoup, Caroline notre stagiaire si sexy, Nicolas et Sylvain mes deux stagiaires ... et tous ceux que j'oublie à Toulouse ou ailleurs.

A tous, encore merci. Une personnalité se construit à travers ses parents, amis, amours et rencontres. Chacun de vous représente donc une partie de ce que je suis et de ce que je deviendrai.

Sommaire

CHAPITRE 1 - Introduction

1

1.1.	Cadre du sujet.....	3
1.2.	Le marché éolien offshore.....	4
1.3.	Evaluation du potentiel éolien offshore	5
1.4.	Objet de la thèse.....	6
1.5.	Bibliographie.....	7

CHAPITRE 2 - Etat de l'art pour l'évaluation du potentiel éolien

9

2.1.	Origines du vent.....	11
2.2.	Echelle des mouvements atmosphériques.....	11
2.3.	Le vent dans la Couche Limite Atmosphérique	12
2.4.	Mesure du vent.....	14
2.5.	Modélisation de l'écoulement dans la CLA.....	14
2.6.	Les méthodes de modélisation	15
2.6.1.	Modèles pronostiques.....	15
2.6.2.	Modèles diagnostiques (ou cinématiques).....	16
2.7.	Modèles empiriques	19
2.8.	Modèles statistiques	19
2.9.	Modèles emboîtés (dits méthodes mixtes)	20
2.10.	Conclusion	20
2.11.	Bibliographie	21

CHAPITRE 3 - Caractérisation du potentiel éolien offshore

25

3.1.	Représentation statistique de l'information	27
3.1.1.	Distribution de Weibull	27

3.1.2.	<i>Distribution de Weibull Hybride</i>	27
3.2.	Caractéristiques des séries de données disponibles.....	28
3.3.	Influence de la variabilité temporelle.....	29
3.4.	Variabilité du potentiel éolien	33
3.4.1.	<i>Climatologies des sites</i>	33
3.4.2.	<i>Variabilité globale</i>	34
3.4.3.	<i>Variabilité par secteurs de direction</i>	35
3.5.	Conclusion	36
3.6.	Bibliographie.....	38

CHAPITRE 4 - Apport du satellite **39**

4.1.	Vagues de vent et houle	42
4.2.	Moyens de mesure du vent par télédétection	43
4.2.1.	<i>Coefficient de rétrodiffusion normalisé</i>	44
4.2.2.	<i>Interaction électromagnétique des micro-ondes avec la surface marine</i>	45
4.3.	Capteurs actifs permettant la mesure du vent de manière opérationnelle à la surface de l'océan	46
4.3.1.	<i>Altimétrie radar</i>	46
4.3.2.	<i>Diffusomètre</i>	48
4.4.	Le radar à ouverture synthétique pour la mesure du vent en zone côtière	59
4.4.1.	<i>Principe de fonctionnement</i>	59
4.4.2.	<i>Imagerie de la surface marine par les ROS</i>	60
4.4.3.	<i>Etablissement de cartes de vent par ROS</i>	61
4.5.	Application de l'analyse multirésolution (AMR) couplée à la transformation en ondelettes (TO) aux images ROS et obtention de cartes de vent à haute résolution spatiale	64
4.5.1.	<i>Analyse multirésolution et transformation en ondelettes</i>	64
4.5.2.	<i>Exemple d'application</i>	65
4.5.3.	<i>Algorithme développé</i>	65

4.5.4.	<i>Application sur deux cas d'études</i>	67
4.6.	Conclusions sur l'utilisation des capteurs ROS pour l'établissement de cartes de vent à haute résolution spatiale.....	68
4.7.	Obtention d'une climatologie à partir de données ROS seules.....	69
4.7.1.	<i>Capteurs existants</i>	70
4.7.2.	<i>Etablissement de climatologies à partir de données ROS</i>	70
4.8.	Conclusion	72
4.9.	Bibliographie.....	72

CHAPITRE 5 - Méthode statistique **79**

5.1.	Situation du problème	81
5.2.	Démarche	81
5.3.	Modèle de propagation du large à notre zone d'intérêt	82
5.3.1.	<i>Rotation du vecteur vent entre le large et notre zone d'intérêt</i>	84
5.3.2.	<i>Modulation de l'intensité du vecteur vent entre le large et notre zone d'intérêt</i>	84
5.4.	Modèle de passage de basse à haute résolution spatiale	85
5.5.	Traitement opérationnel des données et application	87
5.5.1.	<i>Nombre d'images à traiter</i>	87
5.5.2.	<i>Calcul des $p(\theta_j^c / \theta_i^l)$ et $u^c = f_{i,j}(u^l)$</i>	88
5.5.3.	<i>Calcul des $p(C_k / \theta_j^c)$ et u'_{xy}</i>	88
5.5.4.	<i>Erreur d'évaluation - Représentation de l'ensemble des configurations</i>	89
5.6.	Conclusion	89
5.7.	Bibliographie.....	90

CHAPITRE 6 - Conclusion et perspectives **91**

<u>Annexe A - Article publié dans le <i>Bulletin de la SFPT</i></u>	<u>95</u>
--	------------------

<u>Annexe B - Article publié dans le <i>Canadian Journal of Remote Sensing</i></u>	<u>103</u>
---	-------------------

<u>Annexe C - Autres publications</u>	<u>111</u>
--	-------------------

<u>Annexe D - Liste des figures et tableaux</u>	<u>115</u>
--	-------------------

Chapitre 1

Introduction

1.1. Cadre du sujet

« ...c'était mieux avant... »

L'opinion publique penche en faveur de l'hypothèse d'une évolution rapide du climat, de l'ordre de quelques générations. Ceci peut être expliqué en partie par la nature sélective de la mémoire de l'être humain, souvent tenté d'une part de ne retenir que les souvenirs marquants (catastrophes naturelles, pluies abondantes, sécheresse ...), et d'autre part d'embellir les souvenirs restants de manière involontaire ([1]). Cependant, si les allégations basées sur la mémoire seule peuvent être en partie contestées, le changement climatique, lui, est réel ([2]).

Les carottages glaciers en Antarctique réalisés sur le site de Vostok de 1995 à nos jours constituent un enregistrement climatique sur une période de 400 000 ans ([3]). Les analyses de ces forages montrent une forte corrélation entre les taux de dioxyde de carbone et de méthane avec la température. Les maximums de concentration de ces deux gaz sont survenus il y a 330 000 ans. Les concentrations alors atteintes étaient comparables à celles de la période préindustrielle, mais bien inférieures aux taux de concentrations actuels ([4]). Ceci semble indiquer que nous entrons dans une phase de réchauffement planétaire intense. Les estimations d'accroissement de la température moyenne en 2100 par rapport au niveau de 1990 sont de l'ordre de 1,4° C à 5,8° C, les années 1990 ayant elles même été les plus chaudes du millénaire ([5]). Les estimations d'augmentation du niveau moyen des océans sont, elles, de 9 à 88 cm ([1]). Les effets de ces changements devraient être sensibles ([5]). Leur impact exact fait l'objet de débats, mais le constat est suffisamment alarmant pour que les gouvernements les prennent en compte.

Le mandat de Berlin ([6]), débattu au sein de l'Organisation des Nations Unies, consistait en un ensemble de décisions vouées à une diminution de 15 % des émissions de gaz à effet de serre (dioxyde de carbone, méthane et protoxyde d'azote) entre 1990 et 2010. Ce mandat n'ayant pas été ratifié par les Etats-Unis et le Japon, les négociations ont repris au cours de la Troisième Conférence des Parties de la Convention Cadre des Nations Unies. Un accord a été atteint, donnant lieu au protocole de Kyoto ([7]). Ce protocole fixe comme objectif pour la période 2008 à 2012 un niveau d'émission inférieur de 5,2 % par rapport au niveau de 1990.

Les objectifs de Kyoto sont déclinés dans le livre blanc de la communauté européenne ([8]). Il s'agit de réduire de 15 % les émissions de gaz à effet de serre par rapport au niveau de 1990, grâce en partie à l'utilisation de sources d'énergies renouvelables. Celles-ci devraient couvrir au moins 12 % des besoins en énergie électrique primaire de l'Union Européenne, au lieu des 6 % actuels. La France s'est engagée à contribuer à l'objectif européen en amenant sa part d'utilisation d'énergies renouvelables à 22 % en 2010 au lieu des 15 % actuels ([9]). Les sources d'énergie renouvelables utilisables sont de plusieurs ordres : photovoltaïque, biomasse, hydroélectrique et éolien. Cette thèse s'intéresse à l'énergie éolienne.

L'association européenne de l'énergie éolienne (EWEA) et Greenpeace ont présenté une étude visant à promouvoir le développement de la filière éolienne ([10]) et proposent un scénario pour produire 12 % de l'énergie électrique mondiale à partir du vent en 2020. Il est estimé que la production d'énergie éolienne peut couvrir les besoins de 14 millions d'habitations, représentant 35 millions de personnes de par le monde. En effet, le potentiel énergétique mondial techniquement extractible est évalué à 53 000 TWh annuels, soit deux fois la consommation électrique mondiale prévue en 2020. Pour un scénario amenant à un taux de 12 % de production d'énergie d'origine éolienne, l'énergie à extraire mondialement est évaluée à 3000 TWh annuels.

Cet objectif est réaliste, si l'on considère l'essor extraordinaire de ce secteur où la croissance annuelle est de 30 % par an en moyenne. En 2000, 6,8 GW éoliens étaient installés. Début 2002, il était prévu 25 GW installés, dont 70 % en Europe.

Pour un taux de croissance de la puissance installée évoluant jusqu'en 2020 (25 % de 2002 à 2007, 20 % de 2008 à 2012, 15 % de 2012 à 2016 et 10 % au-delà), la puissance totale installée prévue en 2007 est estimée à 121 GW. La puissance installée chaque année pourrait atteindre 150 GW en 2020. A l'horizon 2020-2040, une puissance totale installée de 3000 GW est alors envisageable, représentant 20 % de la consommation électrique mondiale. Pour l'Europe, les objectifs de puissance éolienne installée sont évalués à 40 GW en 2010 selon [8] et 60 GW selon [11].

La puissance éolienne extractible pour l'Europe des 15 et la Norvège a été estimée par [12] à grande échelle. Elle serait de 0,3 TW mais pourrait atteindre 1,5 TW selon certains auteurs ([10], [11]). En Europe, l'Allemagne le Danemark et l'Espagne sont les pays leaders du marché ([13]). Les activités sont extrêmement variables selon les pays ([10], [11]) mais le secteur est actuellement très dynamique et devrait permettre de répondre aux objectifs de Kyoto.

En France, le projet EOLE 2005 fixait un objectif de 500 MW installés en 2005 ([14]). Ce projet a permis de mettre en place le tissu industriel nécessaire au développement de la filière éolienne française, de définir les cadres législatifs afin de faciliter l'implantation de parcs éoliens (ou fermes éoliennes), et de fixer les tarifs de rachat de l'énergie produite afin d'assurer la rentabilité de ces parcs ([15]). Début 2001, la France a revu ses objectifs à la hausse avec une implantation prévue de 5 GW en 2010 ([11]).

1.2. Le marché éolien offshore

Selon [11], le marché éolien maritime est un élément clef du développement de l'industrie éolienne car les sites offshore présentent des caractéristiques attractives :

- l'énergie produite pourrait être de 40 % supérieure aux sites terrestres (voir aussi [10]), car la rugosité de la surface marine est faible par rapport à la terre,
- les conflits d'utilisation des sites offshore semblent moindres qu'à terre (réduction des impacts visuels, bruit, occupation du territoire...).

Le développement de projets de grande taille (de l'ordre de 100 MW) est rendu nécessaire compte tenu des surcoûts liés à la construction offshore. Ce lieu d'implantation permettra une production plus importante du fait du potentiel éolien techniquement récupérable plus important, mais aussi du fait de la taille importante des parcs. De plus, l'acceptabilité par les populations devrait être facilitée.

[10] propose un scénario où les implantations sont repoussées aux zones de 'désert aquatique' avec des distances jusqu'à 60 km de la côte et des fonds allant jusqu'à 35 m. Ainsi, la surface couverte par les sites offshore pourrait être de 150 000 km² et permettrait de couvrir la consommation énergétique européenne dans son ensemble.

Les parcs éoliens offshore européens sont répertoriés par [16]. Ceux pour lesquels sont données les informations techniques sont répertoriés dans le tableau I-1. Ce tableau n'indique que les projets opérationnels, en cours de réalisation ou sur le point de l'être. Ces installations sont extrêmement diverses, allant d'une puissance installée de 2 à 1040 MW, de 1,5 à 50 km de la côte par des fonds de 3 à 30 m. [10] nous indique qu'en Allemagne, l'implantation de 1,2 GW en offshore a été proposée, en considérant des turbines de 2 à 5 MW.

Le secteur de l'éolien offshore est donc un secteur dynamique, en plein essor. Cependant, un des problèmes est d'évaluer la ressource éolienne ([17]). Ceci est le but de ce travail de thèse.

Pays	Nom	Statut	Puissance installée (MW)	Nombre de turbines	Distance à la côte (km)	Profondeur (m)
Irlande	Arcklow Bank	projet	520	200	7	5 à 25
Royaume-Uni	North Hoyle	projet	60 à 90	30	6	10 à 20
Royaume-Uni	Scroby Sands	projet	76	38	2,3	-
Royaume-Uni	Blyth	opérationnel	4	2	0,8	6 à 11
Pays-Bas	Q7WP	projet	120	60	23	20 à 24
Pays-Bas	Nearshore Wind	projet	100	36	10	15 à 20
Pays-Bas	Lely	opérationnel	2	4	0,75	5 à 10
Pays-Bas	Drenten	opérationnel	16,8	28	20	5
Allemagne	Berkum West	projet	1040	208	43 à 50	30
Danemark	Horns Rev	opérationnel	160	80	14 à 20	6 à 12
Danemark	Tuno Knob	opérationnel	5	10	6	3 à 5
Danemark	Vindeby	opérationnel	4,95	11	1,5	3 à 5
Danemark	Samsøe	en construction	23	10	3,5	20
Danemark	Rodsand	projet	158,4	72		
Danemark	Middelgrunden	opérationnel	40	20	3	3 à 6
Suède	Stengrund	opérationnel	10	5	5	6 à 10
Suède	Utgrunden	opérationnel	10	7	8	7 à 10
Suède	Bockstingen Valor	opérationnel	2,5	5	3	6

Tableau I-1 : installations éoliennes offshore en 2003. D'après [16].

1.3. Evaluation du potentiel éolien offshore

Le potentiel éolien d'un site est défini par [18] comme l'énergie extractible durant une période donnée (typiquement une année) de fonctionnement d'une éolienne donnée sur ce site. Cette énergie est exprimée en TWh. Pour l'évaluer, il faut disposer de la distribution des vitesses de vent sur le site. De plus, lors de la définition du site d'implantation d'un parc éolien donné, d'autres paramètres doivent être pris en compte et il est nécessaire d'établir la distinction suivante ([19]) :

« L'évaluation de la ressource éolienne s'étend de l'estimation générale de l'énergie moyenne contenue dans le vent au-dessus d'une vaste région – *évaluation régionale* – au calcul de la production d'énergie annuelle moyenne d'un aérogénérateur spécifique pour un site donné – appelé choix de site (*siting*) ... »

L'évaluation régionale s'inscrit dans une phase que nous appellerons de pré-siting. Selon [17], cette phase fait la synthèse du point de vue environnemental, légal, sociologique et de l'évaluation régionale du potentiel. Elle permet le choix d'une zone préférentielle d'implantation d'éoliennes. Les données de potentiel éolien issues de l'évaluation régionale proviennent de modèles d'interpolation des données statistiques de vent issues du traitement de plusieurs dizaines d'années de données du réseau météorologique. Ces modèles permettent, à terre, l'obtention des cartes de potentiel éolien à petite échelle spatiale (haute résolution spatiale).

La phase de siting comprend l'analyse fine de la zone sélectionnée ([19]), permettant par exemple l'optimisation du placement des machines. Cette phase consiste en l'implantation d'un mât de mesure sur le site, de façon à en évaluer les caractéristiques fines à différentes altitudes et de connaître les micro-variations de la ressource éolienne ainsi que le comportement du profil de vitesses de vent. Ceci implique une campagne de mesure de longue durée mais offre la certitude d'une bonne connaissance du site.

1.4. Objet de la thèse

Ce travail de thèse s'inscrit dans l'évaluation régionale du potentiel éolien en offshore, pour l'aide au pré-siting. [19] indique que les paramètres nécessaires à cette évaluation sont synthétisés par la rose des vents du site. La rose des vents est la distribution statistique de la fréquence des vitesses de vent sur la zone, pour une période donnée, et par secteur de direction.

De plus, lors des conversations menées avec l'opérateur Bouygues Offshore et le bureau d'études Espace Eolien Développement (EED), ces derniers ont indiqué leur besoin de connaître les variations inter-annuelles et inter-décennales du potentiel, et les valeurs de pics de vent.

Selon [19], ces données doivent être obtenues à partir de plusieurs dizaines d'années de mesures, de façon à connaître exactement la climatologie du site. Les projets offshore prévoyant des parcs d'une étendue de l'ordre du kilomètre, un pas de grille des cartes de potentiel éolien plus petit est souhaitable.

Actuellement, les données de potentiel sont obtenues, à terre, par l'interpolation de données du réseau météorologique ([20]). Ces procédures d'interpolation prennent en compte la nature des terrains environnants sous la forme de paramètres de rugosité ([19]). Concernant plus particulièrement le potentiel éolien offshore, les paramètres statistiques (rose des vents) sont obtenus par extrapolation de données terrestres et côtières issues de moyens intrusifs et onéreux ([17]) : des mesures *in situ* sont collectées par les stations météorologiques (fixes à terre) ou par le biais de mâts de mesure, bateaux, bouées ...

Le potentiel est influencé par la configuration de la côte, et cette influence peut s'étendre jusqu'à 20 km de distance ([21]) voire jusqu'à près de 50 km ([22]), lieu d'implantation privilégié des parcs (tel qu'indiqué par le tableau I-1). Les modèles d'extrapolation utilisés ne peuvent prendre en compte ces influences. La production électrique d'une éolienne étant proportionnelle au cube du module de la vitesse du vent ([19]), une évaluation précise et fidèle du potentiel est alors nécessaire. Il y a donc besoin de disposer de cartes de potentiel éolien à haute résolution spatiale, typiquement de l'ordre du kilomètre.

Pour établir ces cartes, il est nécessaire de disposer de mesures de vent permettant de prendre en compte la haute variabilité temporelle (variations en fonction du temps de la vitesse et de la direction du vent en un point fixé) et spatiale (variations en fonction de la position sur une zone donnée de la vitesse et de la direction du vent en un temps fixé) du vent. Des éléments de solution peuvent être apportés par l'utilisation des données des satellites radar d'observation de la Terre. Ceux-ci permettent l'obtention de cartes de vent (représentations de la vitesse et de la direction locale du vent) à différentes résolutions spatiales avec différentes répétitivités temporelles ([23]). Ces capteurs étant actifs (disposant de leur propre source de rayonnement) et émettant leurs rayonnements à une fréquence telle que l'atmosphère influe peu sur la mesure, ils sont qualifiés de capteurs 'tout temps, tout instant'. Leur couverture est mondiale. Leur apport potentiel, pour le secteur énergétique est donc réel.

C'est à partir du constat de l'apport que ce travail de thèse a débuté en novembre 2000. Ce travail a été initié en collaboration avec l'ADEME (Agence de l'Environnement et de la Maîtrise de l'Energie). Il a pour objet l'étude des potentialités de la télédétection pour l'obtention de cartes de potentiel éolien en offshore. La zone d'application des méthodes est le golfe du Lion, siège de plusieurs projets d'implantations en offshore.

Le présent document de thèse est organisé de la manière suivante :

L'analyse des méthodes actuellement proposées et utilisées par les opérateurs (chapitre II) aboutit à un constat de carence, essentiellement du fait d'un manque d'instrumentation et donc d'un manque de mesures sur ces sites offshore. Le potentiel éolien est très variable spatialement (chapitre III). Les

capteurs Radar à Ouverture Synthétique (ROS) portés par différentes missions spatiales (Envisat, Radarsat, ERS) permettent d'accéder à des cartes de vent instantanées à haute résolution spatiale (chap. IV). Toutefois, l'obtention de climatologies à partir de ces données seules est difficile concrètement. C'est pourquoi nous proposons une méthodologie d'obtention de climatologies et donc du potentiel éolien (chap. V) à partir de cartes instantanées ROS et de statistiques au large sans avoir eu toutefois l'occasion de ne la valider, ne serait-ce que partiellement.

1.5. Bibliographie

- [1] J. C. Duplessy, P. Morel, *Gros temps sur la planète*. Editions Odile Jacob, 1990, pp. 338.
- [2] J. J. McCarthy, O. F. Cansiani, N. A. Leary, D. J. Dokken, K. S. White, "Climate change 2001 : Impacts, Adaptation and Vulnerability - Contribution on the working group II to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change," Cambridge University Press, Royaume-Uni, 2001, ISBN 0-5210-15006, pp. 1000.
- [3] R. J. Petit, "Le forage de Vostok (Antarctique)," *Lettre PIGB-PMRC* [en ligne]. n°10, 2000, www.cnrs.fr/dossiers/dosclim/rechfran/4theme/paleo/vostok.html
- [4] J. Chapellaz, J. M. Barnola, D. Raynaud, Y. S. Korotkevitch, C. Lorius, "Ice record of atmospheric methane over the past 160 000 years," *Nature*, n°345, pp. 127-31, 1990.
- [5] J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. Vand der Linden, X. Dai, K. Maskell, C. A. Johnson, "Climate change 2001 : The scientific basis - Contribution on the working group I to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change," Cambridge University Press, Royaume-Uni, 2001, ISBN 0-5210-14956, pp. 892.
- [6] United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC) (1995). Report of the conference of the parties on its first session, held at Berlin from 28 march to 7 april 1995 - Part one : proceedings. Réf. FCCC/CP/1995/7 [en ligne]. www.cop4.org/resource/docs/cop1/07.htm
- [7] United Nations (1997). Kyoto Protocol to the United Nations Convention on Climate Change. [en ligne], unfccc.int/resource/docs/convkp/kpeng.pdf
- [8] European Commission, "Energy for the future - renewable sources of energy: white paper," Réf. Com(97) 599 final, 1997.
- [9] European Commission, "Directive of the European parliament and of the council on the promotion of electricity from renewable energy sources in the Internal electricity market," Réf. Com(2000) 884 final, 2000.
- [10] EWEA et Greenpeace (2001). Wind Force 12 - A blueprint to achieve 12% of the world's electricity from wind power by 2020 [en ligne]. www.ewea.org/03publications/WindForce12.htm
- [11] BTM Consult et APS (2001). International wind energy development, world market 2000 [en ligne]. www.btm.dk/Documents/WMU-2000.pdf
- [12] A. J. M. van Wijk, J. P. Coelingh, "Wind power potential in the OECD countries- NW&S," ECN, Utrecht, Pays Bas, 35 pp., 1993.
- [13] N. Hatziargyriou, A. Zervos, "Wind power development in Europe," *Proc. of the IEEE Special issue*, vol. 89(12), pp. 1765-1782, 2001.
- [14] A. R. Laali, M. Benard, "French wind power generation programme EOLE 2005 results of the first call for tender," *Renewable Energy*, vol. 16 (1-4), pp. 805-810, 1999.
- [15] Ministère de l'économie et des finances - Direction générale de l'énergie et des matières premières (2000). Rapport annuel 2000 [en ligne]. www.industrie.gouv.fr/energie/publi/f1e_pub.htm
- [16] Université TUDelft (2003). Offshore Wind Energy in Europe. Delft, Pays Bas [en ligne]. www.offshorewindenergy.org

- [17] Garrad Hassan & partners, Tractebel Energy Engineering, Risoe National Laboratory, Kvaerner Oil & Gas, Energi & Miljø Undersøgelser, "Offshore Wind energy. Ready to power a sustainable Europe, Final Report. Concerted Action on Offshore Wind Energy in Europe," Delft University Wind Energy Research Institute (DUWIND), Delft, Pays-Bas, Réf : DUWIND 2001.006, 2001.
- [18] S. Krohn (2003). Manuel de référence sur l'énergie éolienne 2ème partie : Définitions de l'énergie et de la puissance [en ligne]. <http://www.windpower.org/fr/stat/unitsene.htm#anchor691302>
- [19] I. Troen et E. L. Petersen, *European Wind Atlas*. Laursen Toender ed., Danemark, 1989, ISBN 87-550-1482-8, pp. 656.
- [20] H. P. Franck, O. Rathmann, N. G. Mortensen, L. Landberg, "The numerical wind atlas the KAMM/WAsP method," Risoe National Laboratory publications, Danemark, Réf : Risoe-R-1252(EN), 2001.
- [21] S. C. Pryor, R. J. Barthelmie,. "Statistical analysis of flow characteristics in the coastal zone," *J. of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, n° 90, pp. 201-221, 2002.
- [22] S. A. Hsu, *Coastal Meteorology*. Academic Press, Londres, Royaume-Uni, 1988.
- [23] A. Bentamy, P. Queffelec, Y. Quilfen, K. Katsaros, "Intercomparisons of wind speed measurements derived from ERS1 scatterometer and altimeter and SSM/I over the tropical atlantic ocean," *Proceedings de la conférence Ocean's 94 'engineering for today's technology & tomorrows preservation*, vol. 1, pp. 181-187, ISBN 0197-7385, 1994.

Chapitre 2

Etat de l'art pour l'évaluation du
potentiel éolien

La connaissance de la variabilité spatio-temporelle du champ de vent est cruciale dans des domaines variés tels que la simulation des écoulements sur les structures bâties, le transport et la diffusion des polluants, ou l'évaluation du potentiel éolien à des fins énergétiques. A ce titre, nombre de méthodes ont été développées, qui permettent d'avoir la connaissance du comportement du flux atmosphérique sur une zone donnée. Nous indiquons ici les bases physiques de ces méthodes et évaluons leur adéquation avec notre problème.

2.1. Origines du vent

L'air constituant l'atmosphère est un mélange de gaz et de particules solides ou liquides. Sa composition est relativement constante jusqu'à une altitude de 85 km et est majoritairement composée d'azote, d'oxygène et d'argon (99,97 %). Les 9/10 ème de sa masse sont situés à une altitude de moins de 16 km, dans les basses couches atmosphériques ([1]). Au sein de ces couches, le déplacement des masses d'air, appelé vent, est le résultat de la mise à l'équilibre d'un ensemble de forces qui sont, selon [2] :

- les forces de pression : ces forces génèrent les déplacements des masses d'air constituant le vent. Elles proviennent des différences locales de pression dues aux différences de température en fonction de la latitude, et des influences continentales et océaniques. Elles sont perpendiculaires aux surfaces isobares et dirigées des hautes vers les basses pressions,
- la force de Coriolis : cette force est liée à la rotation de la Terre sur son axe. Elle est perpendiculaire à la vitesse du vent et orientée vers l'est dans l'hémisphère Nord. Elle n'est significative que pour les déplacements atmosphériques de haute altitude en raison de la faiblesse relative des autres forces en présence,
- les forces de frottement : ces forces traduisent la friction turbulente de l'air sur le sol.

On peut ainsi scinder la zone dite des basses couches atmosphériques en deux parties distinctes : l'atmosphère libre et la couche limite atmosphérique (CLA). Cette distinction se base sur la nature des forces dominantes ([2]) :

- l'atmosphère libre est le siège d'un vent uniforme, horizontal et peu turbulent de vitesse constante. C'est le vent dit géostrophique. Les forces de pression et de Coriolis sont prépondérantes et les forces de frottement négligeables,
- la couche limite atmosphérique est le lieu d'application des forces de frottement. Ces forces induisent un comportement complexe du fluide atmosphérique.

Notre travail se situe dans la CLA, dont nous définissons au paragraphe 2.3. les caractéristiques structurales.

2.2. Echelle des mouvements atmosphériques

L'écoulement global de l'air atmosphérique est constitué d'écoulements interdépendants caractérisés par des tailles allant du millimètre au millier de kilomètres. Chaque écoulement est défini par son extension horizontale et sa durée de vie ([2]).

- les mouvements à grande échelle (échelle synoptique) ont une taille supérieure à 100 km et une durée de vie de plusieurs jours. Ils contribuent à la circulation planétaire générale et sont responsables des phénomènes météorologiques à long terme,
- les mouvements à petite échelle, de taille inférieure au kilomètre, ont une durée de vie de quelques minutes (micro-échelles). Ils sont liés à la turbulence et générés dans la CLA par les obstacles et la rugosité du sol,
- les mouvements intermédiaires (mésos-échelles) assurent la transition entre les micro et les grandes échelles.

Le tableau II-1 indique la correspondance approximative entre la taille moyenne des mouvements atmosphériques, les durées et les échelles d'Orlanski ([3]) associées.

Taille (km)	0,001	0,01	0,1	1	10	100	1000	10000
Période	1 s	10 s	1 mn	10 mn	2 h	15 h	7 j	70 j
Echelle	micro-échelles			mésos-échelles		grandes échelles		

Tableau II-1 : échelles des mouvements atmosphériques. D'après [3].

Ce tableau met en évidence la dimension spatio-temporelle de l'étude du flux atmosphérique. Les parcs éoliens offshore ayant une taille kilométrique, notre domaine d'étude se situe dans le domaine des méso-échelles. A ces échelles, les phénomènes atmosphériques ont une durée de vie de l'ordre de l'heure.

2.3. Le vent dans la Couche Limite Atmosphérique

La CLA est la zone d'interactions entre l'atmosphère et la surface terrestre ([4], [5]). Elle peut être définie comme la portion de l'atmosphère pour laquelle les effets directs de la surface par transfert turbulent sont notables. C'est un lieu d'échanges d'énergie entre la surface et l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau et de quantité de mouvement. Son épaisseur (notée δ) varie de quelques mètres à plusieurs kilomètres, en fonction de la vitesse du vent, de la rugosité de surface et de l'ensoleillement local.

La CLA se divise en trois parties distinctes (figure II-1) :

- la couche d'Ekman,
- la couche de surface,
- la sous-couche rugueuse.

La couche d'Ekman est la partie supérieure de la CLA. Dans cette zone, la structure du champ de vent est influencée par les frottements sur la surface, la stratification thermique et la force de Coriolis. Si l'altitude augmente, les forces de frottements deviennent négligeables devant la force de Coriolis. La direction du vent subit donc une rotation (vers l'est dans l'hémisphère Nord) et s'aligne à son sommet avec le vent géostrophique.

La couche de surface est directement en contact avec la surface terrestre. Dans cette couche, la force de Coriolis est négligeable devant les forces de frottements et les effets thermiques. La structure du champ de vent est donc complexe et variable avec la nature du terrain et sa rugosité.

La sous-couche rugueuse est la partie inférieure de la couche de surface, juste au-dessus de la surface du sol. Son épaisseur varie de quelques dizaines de millimètres sur une surface de mer plane à quelques dizaines de mètres en ville. L'écoulement de l'air est alors fortement turbulent non homogène et instationnaire. Ceci est caractérisé par le paramètre de longueur de rugosité aérodynamique globale z_0 . Ce paramètre est défini par [6] comme étant "la hauteur au dessus du sol à laquelle il convient d'admettre que le vent s'annule pour tenir compte de la présence des aspérités". Plus généralement, cette longueur de rugosité caractérise l'influence globale de la sous-couche rugueuse sur le vent.

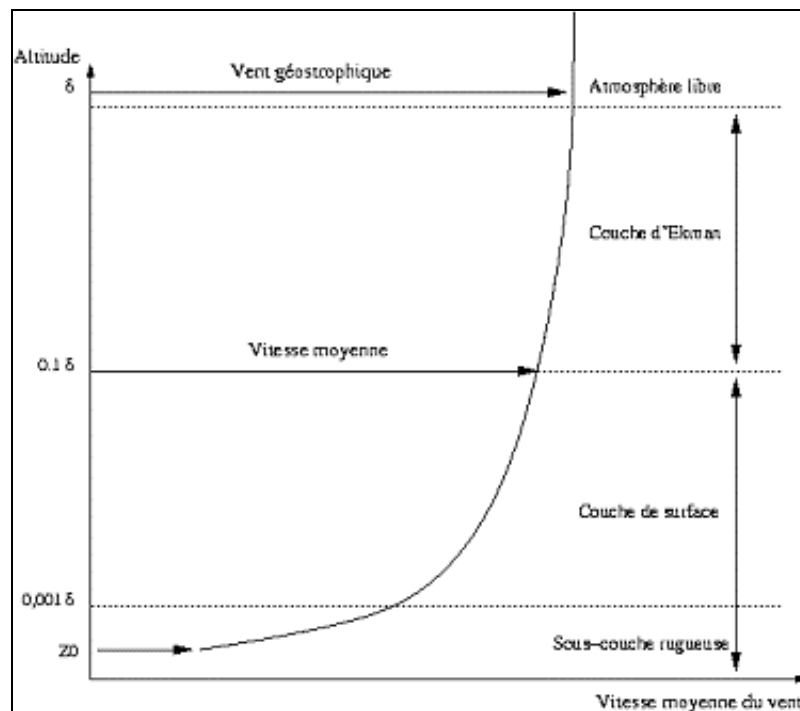


Figure II-1 : représentation de la CLA en couches en fonction des forces dominantes. Entre la sous-couche rugueuse et l'atmosphère libre, la direction du vent va subir une rotation vers l'est, correspondant à l'influence croissante de la force de Coriolis.

Les éoliennes actuelles ayant une hauteur inférieure à la centaine de mètres, notre domaine d'application est la couche de surface. Au sein de cette couche, les forces de frottement issues de l'écoulement de l'air sur une surface rugueuse impliquent une forte activité turbulente du fluide atmosphérique. Ainsi :

- on peut faire abstraction de la force de Coriolis, car elle est faible devant les autres forces en présence, notamment les forces de frottement,
- la proximité du sol modifie le profil de vitesses de vent et induit un fort cisaillement,
- la direction sera modifiée par la présence d'obstacles,
- la distribution verticale de température (stratification thermique de l'air) induit des mouvements verticaux de masses d'air chauffées et refroidies à proximité du sol.

On distingue la turbulence d'origine mécanique, générée par le cisaillement et les obstacles, et la turbulence d'origine thermique, générée par la distribution de température. Le rapport entre le gradient de température et le gradient adiabatique (taux de décroissance d'une masse d'air s'élevant adiabatiquement) détermine la sensibilité de l'atmosphère à la turbulence d'origine thermique :

- l'atmosphère est stable si la température de l'air décroît moins vite avec l'altitude que le gradient adiabatique. Dans ce cas, les masses d'air qui s'élèvent se refroidissent plus vite que le milieu environnant et ont tendance par gravité à redescendre. Cet état entraîne l'atténuation, voire la disparition de la turbulence,
- l'atmosphère est instable si la température de l'air décroît plus vite avec l'altitude que le gradient adiabatique. Dans ce cas, les masses d'air qui s'élèvent se refroidissent moins vite que le milieu environnant et ont tendance à continuer leur ascension, tandis qu'elles sont remplacées, près du sol par des masses d'air froides issues des couches supérieures. Cet état est source de turbulence,
- l'atmosphère est neutre si le taux de décroissance de la température de l'air avec l'altitude est égal au gradient adiabatique. C'est le cas par vent fort, lorsque les effets de la turbulence mécanique sont prédominants.

2.4. Mesure du vent

La première source de données de mesures de vent est le réseau météorologique mondial. La localisation des stations est indiquée par la figure II-2.

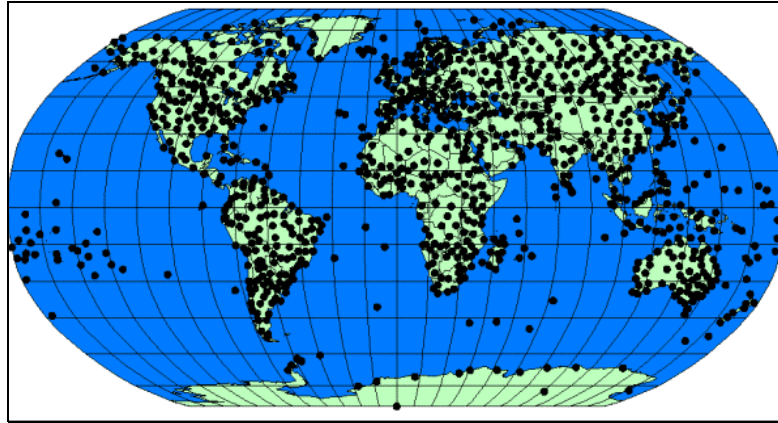


Figure II-2 : stations du réseau météorologique mondial (d'après [7]).

Selon [1], les stations météorologiques terrestres sont éloignées (en Europe) de quelques dizaines de kilomètres. Ceci définit le découpage de l'atmosphère en cellules synoptiques centrées sur ces stations. L'étendue horizontale de ces particules synoptiques est de quelques dizaines de kilomètres et leur étendue verticale (épaisseur) est de l'ordre de 20 à 50 km. Ainsi, l'étude des phénomènes à une échelle inférieure à celle-ci, telles que les méso-échelles et micro-échelles du tableau II-1, ne pourra se faire directement. Il faudra alors recourir à des méthodes d'interpolation.

En mer, le réseau météorologique est beaucoup moins dense qu'à terre. Les données *in situ* proviennent de bouées au large ou sont recueillies par bateaux ([8]). [9] et [10] indiquent que ce réseau est déficient en termes de couverture, précision, ou les deux. Les bouées fournissent des mesures de vent de qualité, mais couvrent principalement les zones côtières de l'hémisphère Nord ([11]). Les mesures par bateaux présentent un manque patent de précision et de couverture. Selon [12], elles peuvent être inappropriées, du fait d'erreurs humaines et du mouvement du bateau. Ces mesures sont de plus limitées aux zones côtières et aux lignes commerciales.

Même si ce constat est sévère, force est de constater que les mesures en mer sont valides seulement au point mesuré. Or, la connaissance du champ de vent bidimensionnel ou tridimensionnel sur une région est requise pour l'évaluation de l'énergie extractible à partir du vent, la simulation de l'influence du vent sur les structures ou encore le transport et la diffusion des polluants. On aura alors recours à la modélisation.

2.5. Modélisation de l'écoulement dans la CLA

Le comportement du fluide atmosphérique au sein de la CLA peut être modélisé par une série d'équations qui l'inscrivent dans un cadre mathématique formel ([13]). L'ensemble des équations fondatrices de la théorie de la CLA provient de la mécanique des fluides. Il s'agit des équations décrivant le comportement d'un fluide visqueux, compressible et Newtonien dans un système en rotation ([14]). Ce sont, d'après [13] :

- l'équation de continuité, qui est une expression de la conservation de masse,
- l'équation du mouvement, expression de la conservation de la quantité de mouvement,
- l'équation de conduction thermique, expression de la conservation de la quantité d'énergie,
- l'équation d'état des gaz parfaits,
- la variation de température potentielle,

[13] indique que cet ensemble d'équations est complet, c'est-à-dire que pour un ensemble de conditions données, le nombre d'inconnues et d'équations est le même. Ces équations peuvent être résolues dans le cas de flux laminaires. De tels flux sont stables aux petites perturbations. Dans le cas d'un flux turbulent, les petites perturbations peuvent s'amplifier et rompre le flux initial. Plus clairement, la complexité du flux est telle que pour décrire son champ de vitesses de façon précise à un temps t_0 , il faudrait mesurer le champ de vitesses en tout point à t_0 . Même dans ce cas, il est extrêmement difficile de connaître l'état du fluide en un temps $t_0 + \Delta t$ (voir [15]). A cet égard, la théorie de la turbulence et donc de la CLA est incomplète.

En pratique, la complexité d'un flux turbulent est telle que son étude se fait au travers de ses propriétés statistiques. Ainsi, les déplacements des particules de fluide sont représentés par un flux moyen variant lentement et une composante turbulente variant rapidement. Le flux est représenté mathématiquement par ses deux premiers moments, la moyenne de la vitesse des particules et la variance des vitesses. Cette convention a été mise en place par Reynolds en 1894.

De nombreux modèles ont été développés, qui permettent de simuler le comportement du champ de vent sur terrain complexe au sein de la CLA. La plupart sont tournés vers la détermination du potentiel éolien à terre, en terrains complexes. Nous allons évaluer la pertinence de ces méthodes pour l'évaluation du potentiel éolien offshore. On distingue :

- les méthodes de modélisation,
- les méthodes empiriques,
- les méthodes statistiques,
- les méthodes mixtes.

2.6. Les méthodes de modélisation

Les modèles permettant la modélisation du flux de vent sur terrain complexe peuvent être divisés en deux types principaux ([16]) qui sont les modèles pronostiques ou diagnostiques. Signalons que ces modèles permettent de déterminer le champ de vent sur une zone à un instant donné. Ainsi, l'obtention de données statistiques de vent à partir de ces modèles nécessite un grand nombre d'itérations.

2.6.1. Modèles pronostiques

Ces modèles sont aussi appelés prédictifs, dynamiques ou à équation primitive. Ce sont des modèles physiques, visant à modéliser le comportement du flux sur le terrain. Ils sont basés sur la résolution des équations temporelles hydrodynamiques ou thermodynamiques (appelées équation primitive car découlant des principes de conservation originels), adaptées à l'atmosphère. Ce type de modèles inclut les effets d'advection, stratification, force de Coriolis, moments de flux de radiation et turbulent, chaleur et humidité.

Résoudre ce type d'équations est difficile ([16]). Plus le modèle est complet, plus il est nécessaire de connaître précisément les données d'entrée et les conditions aux limites du volume étudié. Ces données sont le plus souvent indisponibles. La complexité de ces modèles est telle qu'ils sont utilisés sur de petites zones et pour peu de cas, caractérisant les événements climatologiques principaux. Ils ne sont pas utilisés pour l'obtention de statistiques de vent sur une zone étendue, et ne sont pas utilisables, à l'heure actuelle, pour une évaluation régionale du potentiel. Nous n'approfondirons donc pas ici la description de tels modèles, même si la recherche se poursuit dans ce domaine et pourra à l'avenir s'appliquer à notre problème.

Dans cette catégorie de modèles entrent MIUU ([17]), GESIMA ([18]), MesoMap ([19]) et Alphorn de la société Météowind ([20]) qui est une adaptation du modèle ETA ([21]).

2.6.2. Modèles diagnostiques (ou cinématiques)

Ces modèles génèrent un champ de vent à partir de mesures *in situ* ou des données de vent géostrophique, en satisfaisant des contraintes physiques. Si l'équation de continuité est utilisée, définissant la conservation de masse, le modèle est alors appelé consistant en masse. Ces modèles sont basés sur une résolution numérique de l'équation d'état des composantes moyennes du vent.

Ces modèles ont l'avantage de ne pas nécessiter de données trop complexes ([16]) et sont plus performants que les modèles pronostiques dans les cas où l'on dispose de peu de données ([22], [23]), ce qui fait leur succès pour l'évaluation du potentiel éolien.

Cependant ces modèles prennent en compte la loi de conservation de masse et non pas les lois de conservation d'énergie et de quantité de mouvement. Ainsi, notamment les effets thermiques ne peuvent être pris en compte ([16]). Donc, les brises, les effets de réchauffement par les îles ... ne peuvent pas être simulés, à moins que cela n'apparaisse dans les mesures. Ainsi, ces modèles sont adaptés pour mesurer l'influence de l'orographie sur un champ de vent moyen constant (moyenné sur 30 mn, 1h ...) Dans la mesure où les phénomènes que nous observons se situent aux méso-échelles, comme indiqué au paragraphe 2.1., ces modèles sont adaptés à notre cas d'étude. Nous évaluons donc leur adéquation à notre problème.

Les types de données utilisées par ces modèles peuvent être :

- les mesures de stations météorologiques,
- les mesures de vent à différentes altitudes,
- les profils verticaux de vent,
- les gradients des vents géostrophiques.

Ces modèles à conservation de masse décrivent le flux sur un terrain dont l'orographie est complexe. Le vecteur vent est connu sur un ensemble de points donnés, il s'agit de déterminer le flux sur toute la zone d'intérêt en incluant les valeurs aux points de mesure et l'équation de continuité.

2.6.2.1. Description des modèles diagnostiques 3D

[16] fournit une synthèse du fonctionnement général des modèles diagnostiques 3D, ceux-ci permettent la modélisation du flux atmosphérique en 3 dimensions sur le domaine étudié. Cette synthèse est basée sur l'analyse des modèles MASCON ([24]), MATHEW ([25]), NOABL ([26], [27], [28]), COMPLEX ([29], [30], [31]), WIND04 ([32]), ATMOS1 ([33]), EOLOS ([34], [37]) (appelé NOABL dans [34], [35] et AIOLOS dans [36]), REBL et CONDOR ([38], [39], [40]), MINERVE ([41]), NUATMOS ([42], [43], [44]), MC3 ([45]), WINDS ([46]) et LSWIND ([47]).

L'approche générale de ces modèles est :

2.6.2.1.1 Etape d'initialisation

Il s'agit d'interpoler ou d'extrapoler les mesures disponibles à toute la zone d'étude.

$$\vec{V}_1 \dots \vec{V}_n \xrightarrow{N} \vec{V}_0(x, y, z)$$

Où les $\vec{V}_i$ sont les vecteurs vents mesurés et $\vec{V}_0(x, y, z)$ est le vecteur vent calculé à la position de coordonnées x, y, z . N est une fonction d'interpolation ou d'extrapolation.

Cette fonction diffère d'un logiciel à l'autre. La plupart de méthodes mettent en œuvre une méthode en quatre points (Mathew, Wind04, Complex, Condor) :

- extrapolation au niveau de référence des mesures,
- interpolation horizontale au niveau de référence,
- interpolation horizontale au niveau supérieur,
- interpolation entre les deux niveaux d'altitude.

Pour les modèles du type de EOLOS (NOABL, AIOLOS) ou Winds, ceux-ci prennent en compte les vents synoptiques comme initialisation. Un profil vertical de vent est obtenu en chaque point du domaine. Il n'y a alors pas besoin d'interpolation horizontale.

2.6.2.1.2 Application de la loi de conservation de masse

Les valeurs sont ajustées afin de satisfaire à la conservation de masse. C'est alors le champ ajusté, final ou reconstruit.

$$\vec{V}^0(x,y,z) \xrightarrow{F} \vec{V}(x,y,z)$$

Où $\vec{V}^0(x,y,z)$ est le vecteur précédemment calculé et $\vec{V}(x,y,z)$ est le vecteur ajusté. F est la fonction d'ajustement et est à peu près toujours identique, selon [16]. Les modèles précités utilisent la méthode de Sasaki ([48], [49]) pour obtenir le champ reconstruit. Il s'agit de minimiser la variance des différences entre le champ observé et le champ reconstruit, en tenant compte de variables physiques, ici la loi de conservation de masse.

Notons que ces codes nécessitent l'ajustement de trois coefficients de pondération ([16]), qui varient selon les méthodes employées. [50] et [51] indiquent que ces codes sont très sensibles aux valeurs de ces coefficients. Cela est une limitation à l'utilisation de ce type de modèles, nécessitant une adaptation des coefficients au cas traité.

2.6.2.2. Limitations de ces modèles 3D dans le cas offshore

[52] indique que la précision du champ de vent prédit dépend de la qualité de l'interpolation. [53] indique que la densité du réseau météorologique est insuffisante pour caractériser les variations de flux sur terrain complexe et que les données météorologiques sont souvent de pauvre qualité (série de données incomplète). Ainsi, ces modèles sont intéressants si la donnée est disponible sur la station de mesure et si l'influence de la topographie est minimale sur les données mesurées. Ceci limite l'utilisation de ces modèles à des zones où le réseau météorologique est dense.

Dans notre cas, la fonction N n'est plus un processus d'interpolation entre les stations de mesures, mais une extrapolation des données terrestres à la zone côtière où les mesures sont rares, voire inexistantes. De plus, entre la terre et la mer, il y a un changement notable des échanges entre le support et l'atmosphère. Ce type de modifications n'est pas pris en compte à l'heure actuelle. Ainsi, à l'heure actuelle, la performance de ces modèles est limitée pour une application dans le cas offshore.

2.6.2.3. Cas de WAsP

WAsP est le modèle développé par le laboratoire de Risoe, au Danemark. Ce modèle est le standard international pour l'évaluation du potentiel éolien. Il a notamment permis l'établissement de l'atlas éolien européen ([54]), qui est l'ouvrage de référence pour l'industrie éolienne. Ce modèle est un modèle diagnostique d'un type particulier : il est dédié à l'obtention de statistiques de vent sur un site donné. A ce titre, il s'intéresse à la mise en correspondance de statistiques et non pas de valeurs instantanées depuis un site de mesure au site étudié. Ces statistiques sont calculées à partir de mesures de vent moyennées sur 1 h pendant 10 ans.

En résumé, le fonctionnement de WAsP est le suivant ([54]):

- une station de mesures (A) proche du site sélectionné (B) et représentative de ses conditions climatologiques est sélectionnée,
- pour cette station, sont calculées pour 12 secteurs de direction la distribution statistique des vitesses de vent à une altitude de référence,
- ces distributions statistiques sont corrigées, de façon à prendre en compte les effets de l'orographie ou des obstacles autour de la station de mesure. On aboutit alors à une représentation statistique par secteur de directions du vent géostrophique,
- puis, les effets orographiques et d'obstacles relatifs au site B sont pris en compte afin de moduler les distributions statistiques synoptiques et obtenir la climatologie locale du site étudié.

Cette méthode suppose donc que les données d'entrée soient représentatives du site étudié. Ceci présuppose la présence d'une station de mesure non loin du site, pourvu que l'orographie ne soit pas trop complexe. De plus, ce modèle ne prend en entrée qu'une seule station météorologique, ceci pose donc problème lors de l'évaluation du potentiel éolien au niveau régional car l'erreur va s'accroître avec l'éloignement au point de mesure. Ainsi, [54] indique que les sources d'erreurs d'évaluation sont multiples avec cette méthode :

- les données d'entrée sont biaisées, du fait de la précision intrinsèque des instruments de mesure, pouvant induire un taux d'erreur sur la détermination du potentiel de 15 %,
- les modèles utilisés sont simplifiés, de façon à ce que le problème soit solvable : l'erreur induite par la détermination du vent géostrophique à partir d'une seule station de mesures pourrait atteindre 15 %,
- la modélisation des effets d'obstacles, de la modification de la rugosité environnante et de l'influence de l'orographie ajoute de même une erreur. Dans le cas de l'orographie, ne sont prises en compte que de faibles variations d'altitude du terrain,
- les mesures de vent utilisées sont des mesures à 10 m d'altitude. Le modèle permet l'extrapolation des données à 50 m, mais les auteurs indiquent que l'erreur augmente au dessus de ce seuil, sans cependant la quantifier.

2.6.2.4. Application de WAsP à l'offshore

[55] a étudié les caractéristiques de WAsP ([56]) et a évalué leur adéquation avec l'utilisation en milieu offshore. Il indique que la rugosité de la surface marine est liée au champ de vagues. Celui-ci est lui même lié aux échanges entre l'océan et l'atmosphère qui varient en fonction de la vitesse du vent, la profondeur d'eau, la distance à la côte et la distance pendant laquelle le vent souffle sans rencontrer d'obstacles, appelée *fetch* ([57]). Le modèle WAsP prend en compte une valeur de rugosité moyenne constante de 0,2 mm. La dépendance à la vitesse du vent et le *fetch* n'est pas prise en compte. En mer la stabilité atmosphérique diffère grandement entre l'océan et la terre. Cette différence est liée à la capacité calorifique du milieu. Ainsi, on notera à terre une forte variation de la stabilité atmosphérique au cours de la journée, tandis que ces variations sont amorties en mer. La stabilité atmosphérique a une influence sur le profil des vitesses de vent ([58]) (variation de la vitesse du vent avec l'altitude). Le modèle WAsP prend en compte les variations de stabilité atmosphérique directement en tant que modulation du profil des vitesses de vent.

Les changements de rugosité lors du passage terre / mer sont représentés par un modèle de couche limite interne (CLI). Ce modèle ne prend pas en compte la variabilité de stabilité atmosphérique. Ainsi les modèles de CLI à terre et en mer sont identiques. Or [59] indique que la stabilité atmosphérique joue un rôle prédominant dans le développement d'une CLI. Le modèle décrit l'influence du changement de rugosité par deux limites, l'une déterminée par la rugosité à terre, et l'autre par la rugosité en mer. Entre ces deux limites, un profil de transition est calculé. Une interpolation est ainsi effectuée entre la terre et la mer. La zone de transition est de 10 km en amont et en aval de la discontinuité côtière. Il y a donc une zone d'incertitude du modèle dans les 10 premiers km côtiers ([54]), où les résultats obtenus sont entachés d'une forte erreur.

[55] indique que l'influence de la terre n'est plus prise en compte à partir de 1 km de distance pour une altitude de 10 m et 5 km pour une altitude de 50 m. Or, [60] rapporte que l'influence de la terre sur la configuration du champ de vent peut s'étendre jusqu'à quelques dizaines de km de la côte, [61] indique même que cette influence peut s'étendre jusqu'à 40 km de la côte. [55] analyse les performances de WAsP en comparant les résultats issus du traitement de mesures de vent d'en mer à un autre site en mer. Il signale que WAsP a tendance à sous-estimer le potentiel pour une valeur importante de *fetch* et de surestimer pour de *fetches* courts.

Notons que cette analyse utilise des données mesurées en mer pour l'évaluation distante de la ressource éolienne. Cependant, dans un cadre d'évaluation régionale, il est extrêmement difficile de disposer de séries de données en mer mesurées sur plusieurs dizaines d'années. [55] montre donc l'applicabilité potentielle de WAsP dans un cadre de siting offshore. Cependant, cette méthode ne peut être utilisée dans un cadre d'évaluation régionale sans avoir résolu le problème de la disponibilité des mesures en mer, ainsi que la prise en compte de l'influence du *fetch* sur le potentiel.

2.7. Modèles empiriques

Un modèle empirique consiste à trouver une relation entre deux points de mesure. Dans ce contexte, nous pouvons citer deux méthodes. La première, décrite par [61] permet de relier la vitesse du vent au large et à la côte. Il montra que la relation entre la vitesse du vent à terre et au large est linéaire, de la forme :

$$u_{large} = A u_{côte} + B$$

Il montra pour un site au large que la relation était :

$$u_{large} = 1,17 u_{côte} + 1,62$$

pour des vitesses de vent côtier comprises entre 0 et 18 m/s. [61] nous indique que cette relation est valable que le vent souffle de la terre vers la mer ou inversement. Cette relation fut cependant élaborée pour un site, sans prise en compte de la direction du vent, et donc du *fetch*. Or, nous montrons au chapitre 3 que le potentiel éolien est très variable d'un site à l'autre et qu'il est nécessaire de traiter l'information sous forme de cartes de potentiel. Nous montrons de plus il est nécessaire de prendre en compte la direction du vent. Cette approche n'est donc pas adaptée à notre problématique. Nous revenons cependant au chapitre 5 sur les travaux de [61], qui inspireront notre démarche.

La seconde, décrite par [62] prévoit que l'augmentation du module du vent à 100 mètres d'altitude entre la côte et le large est de 5 % à 7,5 km des côtes et 12 % après 20 km. Dans ce cas, les effets locaux liés à la côte ne sont pas pris en compte.

Cependant, même si ces méthodes ne sont pas adaptées à notre démarche, elles montrent qu'il est possible de modéliser simplement les relations entre les vitesses de vent au large et à la côte sous certaines conditions. Ceci servira de base à notre travail au chapitre 5.

2.8. Modèles statistiques

Dans cette classe, nous trouvons les modèles du type *measure correlate predict* (MCP). Ces méthodes sont essentiellement utilisées dans un cadre de *siting*. Dans ce cas, un mât de mesures est implanté sur le site étudié. La série de données obtenue est très courte, de l'ordre de quelques mois, et insuffisante pour l'établissement d'une climatologie sur le site considéré. Dans ce cadre, le principe est de trouver une relation (linéaire comme pour [63] ou plus complexe comme pour [64]) entre la série de données mesurée sur le site et une série à long terme obtenue par une station météorologique. Ceci permet ensuite de déduire la climatologie du site considéré à partir de la climatologie calculée sur la série à

long terme. Dans ce cas, les résultats obtenus ne sont valables que pour le point où la série à court terme a été obtenue. De même qu'expliqué au point 2.7., ceci n'est pas applicable à notre cas. Le principe de ces approches est cependant intéressant car il montre qu'il est possible de propager les statistiques obtenues sur un site à un point éloigné fixé. Nous reprenons une démarche d'une philosophie similaire au chapitre 5.

2.9. Modèles emboîtés (dits méthodes mixtes)

Les méthodes mixtes utilisent un couplage de méthodes existantes afin d'améliorer les résultats. Deux méthodes sont basées sur l'utilisation de WaSP. Il s'agit de la méthode POWER décrite par [65] et de la méthode KAMM/WaSP décrite par [66].

Le modèle WaSP est décrit au point 2.6.2.3. A partir d'une station de mesure de référence, les statistiques de vent géostrophique sont calculées. La climatologie du lieu étudié est ensuite obtenue par application des paramètres de rugosité locaux au lieu étudié.

La méthode POWER ([65]) calcule directement le vent géostrophique au dessus d'un site à partir des données de gradients de pression issues d'un modèle météorologique. Le programme WaSP est ensuite appliqué à ces données de vent géostrophique pour obtenir la climatologie recherchée au lieu considéré. Comme nous l'avons précédemment décrit, WaSP n'est pas adapté au traitement des zones côtières. Il y a une zone d'incertitude de 10 km en amont et en aval de la discontinuité côtière. Pour traiter ces zones, un profil de transition est adopté. Ceci permet de modéliser la transition entre le profil de vent à terre et en mer par interpolation. La méthode POWER permet l'obtention de cartes de potentiel en mer avec une résolution spatiale de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. En zone côtière, le processus d'interpolation ne permet pas l'accès aux variations fines du vent.

La méthode KAMM/WaSP ([66]) utilise le même principe que la méthode POWER. Le vent géostrophique est obtenu à partir du modèle méso-échelles KAMM et sert à initialiser la méthode WaSP. Les résultats sont améliorés par rapport à WaSP lors de l'application à terre. En mer, les conclusions sont les mêmes que celles décrites au point 2.6.2.4. La notion de *fetch* n'est pas prise en compte, impliquant une forte erreur sur les résultats obtenus.

Une autre approche est celle décrite par [67], reprise par [68], [69] et [70]. Celle-ci utilise le modèle Winds ([46]), initialisé par les données du réseau ECMWF (*The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*). Le traitement de 10 ans de données de vitesse et de direction du vent ECMWF fournit les roses de vent à 5000 mètres d'altitude (vent géostrophique). La rose des vents géostrophiques obtenue comprend 16 secteurs de direction. Pour chaque direction du vent géostrophique, le modèle Winds permet de simuler le champ de vent local d'un site à 3, 10 et 25 m/s. Ceci permet de déterminer en chaque point du site trois relations liant les vitesses de vent (3 à 10 m/s, 10 à 25 m/s et supérieures à 25 m/s) entre le vent local et le vent géostrophique. Ces triplets de relations locales sont définis par secteurs de direction. Ils permettent ensuite d'adapter la rose des vents géostrophiques aux conditions de rugosité locales. Cette approche permet de n'utiliser le modèle consistant en masse que 3 fois pour chaque secteur de direction, ce qui permet de limiter de façon conséquente le temps de calcul. Cette méthode put alors être utilisée pour réaliser la carte de potentiel éolien de toute l'Italie à résolution kilométrique. En mer, cette approche est limitée par l'incapacité des modèles consistants en masse à traiter de manière fiable les zones transition entre la terre et la mer, tel qu'indiqué au point 2.6.2. L'intérêt de cette démarche est d'utiliser le modèle consistant en masse comme information à haute résolution permettant le *downscaling* entre le vent géostrophique et le vent local. Une telle approche nous inspirera pour la méthode décrite au chapitre 5.

2.10. Conclusion

La revue des méthodologies existantes pour l'évaluation du potentiel éolien montre les carences de ces méthodes dans le cas maritime. Qu'il s'agisse de méthodes diagnostiques, pronostiques, statistiques

ou mixtes, nous nous heurtons au problème du manque de mesures en zone côtière. Les modèles créés permettent soit une extrapolation des données terrestres à la mer, soit la description de relations entre un point de mesure en mer et un point à terre. Comme indiqué au chapitre 1, nous nous intéressons à l'évaluation régionale du potentiel maritime à haute résolution spatiale. Les méthodes existantes ne permettent pas de répondre en l'état à notre problématique. Il y a donc un besoin marqué de développer une méthode dédiée à l'évaluation régionale du potentiel éolien maritime. Nous étudions au chapitre suivant la variabilité et les caractéristiques du potentiel, de façon à définir nos besoins en terme de données et de mesures.

2.11. Bibliographie

- [1] J. P. Triplet, G. Roche, *Météorologie générale*, seconde édition, Editions de la Météorologie Nationale, France, 1977, pp. 317.
- [2] G. Turbelin, *Modélisation de la turbulence atmosphérique en vue de l'étude du chargement aérodynamique des structures soumises aux effets du vent*, Thèse de doctorat, Centre d'Etudes Dynamiques d'Ile de France, 2000, pp. 183.
- [3] I. Orlanski, "A rational subdivision of scales for atmospheric processes," *Bulletin of the American Meteorological Society*, n° 56, pp. 529-530, 1975.
- [4] R. B. Stull, *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Pays Bas, pp. 680, ISBN 90-277-2768-6, 1988.
- [5] Garatt J.R., 1992. *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press, Royaume Uni, pp. 334, ISBN 05-214-6755-4, 1992.
- [6] J. P. Costes, *Simulations numériques des écoulements atmosphériques sur sols fortement hétérogènes*. Thèse de doctorat, Université de Nantes, 1996.
- [7] Système de surveillance globale du climat (GCOS), hébergé par l'Organisation Météorologique Mondiale [en ligne]. www.wmo.ch/web/gcos/gcoshome.html
- [8] Système de surveillance globale des océans (GOOS), hébergé par l'UNESCO [en ligne]. ioc.unesco.org/goos
- [9] F. M. Naderi, M. H. Freilich, D. G. Long, "Spaceborne radar measurement of wind velocity over the ocean - an overview of the NSCAT scatterometer system," *Proceedings of the IEEE*, vol. 79, n°6, 1991, pp. 850-866.
- [10] Ad. C. M. Stoffelen, *Scatterometry - De scatterometer*. Thèse de doctorat, Université d'Utrecht, Pays Bas, ISBN 9039317089, 1998.
- [11] D. B. Gilhousen, "A field evaluation of NDBC moored buoy winds," *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, n°4, 1987, pp. 94-104.
- [12] W. J. Pierson, "Examples of, reasons for, and consequences of the poor quality of wind data from ships for the marine boundary layer: implications for remote sensing," *Journal of Geophysical Research*, n°95, 1990, pp. 13313-13340.
- [13] A. K. Blackadar, S. P. S. Arya, E. Augstein, J. Businger, J. W. Deardorff, G. D. Hess, H. Tennekes, J. C. Wyngaard, *An american meteorological short course on the planetary boundary layer*. Blackadar ed., 1978.
- [14] L. D. Landau, E. M. Lifshitz, *Fluid mechanics*. Pergamon Press, Londres, Royaume-Uni, 1959.
- [15] J. Gleick, *La théorie du chaos - vers une nouvelle science*. Collection champs, Flammarion ed., ISBN 208081219, 1999.

- [16] C. F. Ratto, R. Festa, C. Romeo, O. A. Frumento, M. Galluzzi, "Mass-consistent models for wind fields over complex terrain: the state of the art," *Environmental Software*, n°9, 1994, pp. 247-268.
- [17] U. Hogstrom, R. Taesler, K. Karlsson, L. Enger, A. S. Smedman-Hogstrom, "The Uppsala urban meteorological project," *Boundary Layer Meteorology*, n° 15, 1977, pp. 69-80.
- [18] H. Kapitza, D. P. Eppel, "The non-hydrostatic mesoscale model GESIMA. Part I: dynamical equations and tests," *Beitr. Phys. Atmosph.*, n°65, 1992, pp. 129-146.
- [19] M. C. Brower, J. W. Zack, B. H. Baile, "Validation and application of MesoMap," *Proceedings de Windpower*, AWEA ed., Boston, Massachusetts, 2000.
- [20] Site internet de la société Météotest (2003), Berne, Suisse [en ligne]. www.meteotest.ch
- [21] T. Black, "The new NMC mesoscale Eta model: description and forecast examples," *Weather Forecasting*, n°9, 1994, pp. 265-278.
- [22] W. T. Pennel, "An evaluation of the role of numerical wind field models in wind turbine siting," Battelle Memorial Institute, Pacific Northwest Laboratory, Richland, Washington, Rapport Technique PNL-SA-11129, 1983.
- [23] S. F. Burch, F. Ravenscroft, "Computer modelling the UK wind energy resource: final overview report," AEA Industrial Technology Harwell Laboratory, Rapport Technique ETSU WN 7055, 1992.
- [24] M. H. Dickerson, "MASCON - A mass consistent atmospheric flux model for regions with complex terrain," *Journal of Applied Meteorology*, n° 17, pp. 241-253, 1978.
- [25] C. A. Sherman, "A mass consistent model for wind fields over complex terrain," *Journal of Applied Meteorology*, n° 17, pp. 312-319, 1978.
- [26] R. M. Traci, G. T. Phillips, P. C. Patnaik, "Development of a site selection methodology," NTIS U. S. Dept. of Energy, Springfield, Virginie, Etats-Unis, Rapport Technique RLO/2440-11, 1977.
- [27] R. M. Traci, G. T. Phillips, P. C. Patnaik, "Developing a site selection methodology for wind energy conversion systems," NTIS, Science Applications Inc. Springfield, Virginie, Etats-Unis, Rapport Technique DOE/ET/20280-79/3, 1978.
- [28] G. T. Philips, "A preliminary users guide for the NOABL objective analysis code," NTIS U. S. Dept. of Energy, Springfield, Virginie, Etats-Unis, Rapport Technique DOE Contract AC06-77/ET/20280, 1979.
- [29] C. M. Bhumralkar, R. L. Mancuso, F. L. Ludwig, D. S. Renné, "A practical and economic method for estimating wind characteristics at potential wind energy conversion sites," *Solar Energy*, n°25, pp. 55-65, 1980.
- [30] R. M. Endlich, F. L. Ludwig, C. M. Bhumralkar, M. A. Estoque, "A diagnostic model for estimating winds at potential sites for wind turbines," *Journal of Applied Meteorology*, n° 21, pp. 1442-1454, 1982.
- [31] R. M. Endlich, "Wind energy estimates by use of a diagnostic model," *Boundary Layer Meteorology*, n°30, pp. 375-385, 1984.
- [32] H. Ishkawa, "A computer code which calculates three dimensional mass consistent wind field," Japan Atomic Energy Research Institute, Rapport Technique JAERI-M 83-113, 1983.
- [33] C. G. Davis, S. S. Bunker, J. P. Mutschlechner, "Atmospheric transport models for complex terrain," *Journal of Climate and Applied Meteorology*, n°23, pp. 235-238, 1984.
- [34] D. P. Lalas, M. Tombrou, M. Petrakis, "Comparison of the performance of some numerical wind energy siting codes in rough terrain," *European Wind Energy Conference*, Herning, Danemark, 6-10 June 1988.

- [35] J. L. Walmsley, Ib. Troen, D. P. Lalas, P. J. Mason, "Surface layer flow in complex terrain: comparison of models and full-scale observations," *Boundary Layer Meteorology*, n° 52, pp. 259-281, 1990.
- [36] C. F. Ratto, "The AIOLOS and WINDS codes. Modelling of atmospheric flow fields," *Lectures given at the International Centre for Theoretical Physics*, D. P. Lalas & C. F. Ratto ed., World Scientific Publishing Co., Trieste, Italie, 1994.
- [37] M. Tombrou, D. P. Lalas, "A telescoping procedure for local wind energy potential assessment," *European Community Wind Energy Conference*, Madrid, Espagne, H. S. Stephens & Associates & W. Palz ed., 1990.
- [38] N. Moussiopoulos, Th. Flassak, "Two vectorized algorithms for the effective calculation of mass-consistent flow fields," *Journal Climate of Applied Meteorology*, pp. 847-857, 1986.
- [39] N. Moussiopoulos, Th. Flassak, G. Knittel, "A refined diagnostic wind model," *Environmental Software*, n°3, pp. 85-94, 1988.
- [40] Th. Flassak, N. Moussiopoulos, "An efficient diagnostic wind model for the calculation of air flow in rough terrain," *2nd International Conference on Atmospheric Science and Applications to Air Quality*, Tokyo, 3-7 Octobre 1988.
- [41] P. Geai, "Méthode d'interpolation et de reconstitution tridimensionnelle d'un champ de vent : le code d'analyse objective MINERVE," EDF, Chatou, France, Rapport Technique DER/HE/34-87.03, 1985.
- [42] D. G. Ross, I. N. Smith, P. C. Manins, D. G. Fox, "Diagnostic wind field modeling for complex terrain: model development and testing," *Journal of Applied Meteorology*, n° 27, pp. 785-796, 1988.
- [43] D. G. Ross, D. G. Fox, "Evaluation of an air pollution analysis system for complex terrain," *Journal of Applied Meteorology*, n° 30, pp. 909-923, 1991.
- [44] D. G. Ross, G. S. Lorimer, Jr. J. Ciolek, D. G. Fox, "Development and evaluation of a wind field model for emergency preparedness in complex terrain," *86 th Annual Meeting & Exhibition*, Denver, Colorado, 13-18 Juin 1993.
- [45] X. Guo, J. P. Palutikof, "A study of two mass-consistent models : problems and possible solutions," *Boundary Layer Meteorology*, n°53, pp. 303-332, 1990.
- [46] C. F. Ratto, R. Festa, O. Nicora, R. Mosiello, A. Ricci, D. P. Lalas, O. A. Frumento, "Wind field numerical simulations: a new user-friendly code," *European Community Wind Energy Conference*, Madrid, Espagne, H. S. Stephens & Associates, W. Palz ed., pp. 130-134, 1990.
- [47] H. Ishikawa, "Development of regionally extended/worldwide version of system for prediction of environmental emergency dose information: WSPEEDI, (I) - application of mass-consistent wind field model to synoptic wind fields," *Journal of Nuclear Scientific Technologies*, n°28, pp. 535-546, 1991.
- [48] Y. Sasaki, "An objective analysis based on the variational method," *Journal of the Meteorological Society of Japan*, n°36, pp. 77-88, 1958.
- [49] Y. Sasaki, "Some basic formalism in numerical variational analysis," *Monthly Weather Review*, n°98, pp. 875-883, 1970.
- [50] J. C. Barnard, H. L. Wegley, T. R. Hiester, "Improving the performance of mass-consistent numerical models using optimization techniques," *Journal of Climate and Applied Meteorology*, n°26, pp. 675-686, 1987.
- [51] J. C. Barnard, A. Germain, "Verification of the optimizing NOABL model using a spatially dense wind data set," Battelle Memorial Institute, Pacific Northwest Laboratory Rapport Technique, 1988.

- [52] M. Chino, H. Ishikawa, "Environmental verification study for System for Prediction of Environmental emergency Dose Information; SPEEDI, (I). Three dimensional interpolation method for surface wind informations in complex terrain to produce gridded wind field," *Journal of Nuclear Scientific Technologies*, n°25, pp.721-730, 1988.
- [53] I. Troen, "The european wind atlas II: modelling of flow in complex terrain," *Delphi Workshop on Wind Energy Applications*, G. Bergebes & J. Chadivassiliadis ed., 1985.
- [54] I. Troen et E. L. Petersen, *European Wind Atlas*. Laursen Toender ed., Danemark, 1989, ISBN 87-550-1482-8, pp. 656.
- [55] B. Lange, J. Hojstrup, "Evaluation of the wind resource estimation program WasP for offshore applications," *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, n° 89, pp. 271-291, 2001.
- [56] N. G. Mortensen, L. Landberg, E. L. Petersen, *Wind atlas analysis and application program (WAsP)*. Risoe National Laboratory, Roskilde, Danemark, 1993.
- [57] D. Hauser, H. Dupuis, X. Durrieu de Madron, C. Estournel, C. Flamant, J. Pelon, P. Queffeuilou, J. M. Lefèvre, "La campagne FETCH - Etude des échanges océan-atmosphère dans le Golfe du Lion," *La Météorologie*, 8è série, n°29, pp. 14-31, 2000.
- [58] J. R. Garrat, *The Atmospheric Boundary Layer*. Cambridge Atmospheric and Space Science Serie, Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni, 1994.
- [59] K. S. Rao, "Effect of the thermal stratification on the growth of the internal boundary layer," *Boundary Layer Meteorology*, n° 8, pp. 227-234, 1975.
- [60] R. J. Barthelmie, M. S. Courtney, J. Hojstrup, S. E. Larsen, "Meteorological aspects of offshore wind energy: Observations from the Vindeby wind farm," *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, n°62, pp. 191-211, 1996.
- [61] S. A. Hsu, *Coastal Meteorology*. Academic Press, Londres, Royaume-Uni, 1988.
- [62] D. Lindley, P. Simpson, U. Hassan, D. Millborrow, "Assessment of offshore siting of wind turbine generators," *Proceedings 3rd international symposium on wind energy systems*, Copenhagen, Danemark, 26-29 août 1980, pp. 17-42, 1980.
- [63] N. Mortensen, "Estimated wind resources and wind turbine power productions," Risoe National Laboratory, Roskilde, Danemark, Rapport réf. Risoe-I-1045(EN), 1986.
- [64] V. Riedel, M. Strack, H. P. Waldl, "Robust approximation of functional relationships between meteorological data: alternative measure-correlate-predict algorithms," *Proceedings 2001 european wind energy conference*, Copenhagen, Danemark, 2-6 juillet 2001, pp. 806-809, 2001.
- [65] G. M. Watson, J. A. Halliday, J. P. Palutikov, T. Holt, R. J. Barthelmie, J. P. Coelingh, L. Folkers, E. J. Van Zuylen, J. W. Cleijne, "POWER - A methodology for predicting offshore wind energy resources," *Proceedings 21st BWEA annual conference "Wind power comes of ages"*, Cambridge, Royaume-Uni, 1-3 septembre 1999.
- [66] Risoe, 2001, "The numerical wind atlas - the KAMM/WaSP method," Risoe National Laboratory, Roskilde, Danemark, Rapport réf. Risoe-R-1252(EN), 60 pp. , juin 2001.
- [67] A. Podesta, M. L. M. Burlando, F. Castino, C. F. Ratto, G. Botta, E. Lembro, "The wind map of Italy", *Proceedings EuroSun 2002*, Bologne, Italie, 23-26 juin 2002.
- [68] M. Burlando, A. Podesta, F. Castino, C. Ratto, "The wind map of Italy," *Proceedings of the World Wind Energy Conference and Exhibition*, Berlin, Allemagne, 2-6 juillet 2002.
- [69] M. Burlando, F. Castino, C. F. Ratto, "A procedure for wind power estimation: an application to the Bonifacio area," *Proceedings In Vento 2002*, Milan, Italie, 15-18 septembre 2002.
- [70] M. Burlando, A. Podesta, F. Castino, C. F. Ratto, M. Alabiso, G. Botta, M. Casanova, E. Lembo, C. Lusso, "The Italian Wind Atlas," *Proceedings In Vento 2002*, Milan, Italie, 15-18 septembre 2002.

Chapitre 3

Caractérisation du potentiel éolien
offshore

3.1. Représentation statistique de l'information

Lorsqu'on dispose de mesures de vent sur un site donné, l'information peut être représentée sous forme d'histogramme. Celui-ci peut représenter la variation de la fréquence relative des vitesses de vent. Si les intervalles de vitesse s'amenuisent, la limite de l'histogramme est une fonction de densité de probabilité. Pratiquement, l'obtention de cette fonction de densité de probabilité des vitesses de vent est obtenue en approchant l'histogramme par une fonction. Dans le cas des vitesses de vent, une fonction de distribution Gaussienne ou de Rayleigh n'est pas toujours adéquate ([1]). Selon [2], une meilleure solution est l'utilisation de la distribution de Weibull ([3]). La fonction de densité de probabilité des vitesses de vent d'un site peut être approchée par une caractéristique de Weibull pour des mesures moyennées sur des périodes de 1 mn à 30 mn ([4]). [5] fut le premier atlas à utiliser la distribution de Weibull. Celle-ci est à l'heure actuelle un standard pour la représentation de la climatologie d'un site éolien, notamment grâce à [6]. Cette représentation a l'avantage de permettre de déterminer rapidement la production annuelle moyenne d'une éolienne donnée en connaissant la caractéristique de Weibull du site et la courbe de puissance de l'éolienne, tel que détaillé dans [6] et [7].

3.1.1. Distribution de Weibull

La modélisation de Weibull est générale, en ce sens qu'elle englobe les distributions exponentielles ou de Rayleigh qui ne sont que des cas particuliers de cette fonction ([1]). La fonction de Weibull peut être décrite par deux ou trois paramètres. Les avantages de l'utilisation de la fonction de Weibull à deux paramètres ont été mis en évidence par [8] et [9]. Un modèle de Weibull à trois paramètres a été proposé par [10] et utilisé par exemple par [11]. Ce modèle est une généralisation de la fonction de Weibull à deux paramètres. [11] indique que cette fonction est plus souple que la fonction de Weibull à deux paramètres, mais les paramètres sont beaucoup plus complexes à déterminer. Afin de nous conformer aux standards de l'industrie éolienne, nous utilisons la fonction de Weibull à deux paramètres, tel qu'indiqué par [6]. L'expression mathématique de la distribution de Weibull à deux paramètres est :

$$f(u) = \frac{k}{A} \left(\frac{u}{A} \right)^{k-1} \exp \left(- \left(\frac{u}{A} \right)^k \right)$$

avec $f(u)$ la fréquence d'occurrence de la vitesse de vent u . Les deux paramètres de Weibull sont le paramètre d'échelle A , représentatif de la valeur pour laquelle la fonction admet un maximum, et le facteur de forme k , représentatif de la dissymétrie de la fonction. La figure III.1 montre que la distribution de Weibull donne lieu à la distribution exponentielle pour $k=1$ et la distribution de Rayleigh pour $k=2$.

3.1.2. Distribution de Weibull Hybride

[7] indique que dans les régions où les fréquences de calmes sont relativement importantes, la distribution classique de Weibull est mal adaptée. En effet la valeur de k obtenue est alors proche de 1, représentant une distribution exponentielle (voir figure III-1). Dans ce cas, [7] conseille de traiter les données en supprimant les valeurs de calme de la série de données et en les indiquant séparément. C'est cette solution que nous avons sélectionné. L'expression mathématique de cette fonction de Weibull hybride est :

$$f(u) = (1 - F_0) \frac{k}{A} \left(\frac{u}{A} \right)^{k-1} \exp \left(- \left(\frac{u}{A} \right)^k \right) \text{ pour } u > 0$$

où F_0 représente la fréquence des calmes, qui est déterminée à partir des données de vent.

Afin de déterminer la valeurs des paramètres de Weibull correspondant à une fonction de densité de probabilité des vitesses de vent d'un site donné, nous utilisons la méthode de la vraisemblance maximale ([12]). Cette méthode requiert la résolution des deux équations suivantes :

$$k = \left[\left[\frac{\sum_i n_i u_i^k \ln(u_i)}{\sum_i n_i u_i^k} \right] - \left[\frac{\sum_i n_i \ln(u_i)}{N} \right] \right]^{-1}$$

$$A = \left[\frac{\sum_i n_i u_i^k}{N} \right]^{1/k}$$

où N est le nombre de lectures de vent non-nulles, n_i est le nombre de lectures de vent dans le i ème intervalle, u_i est la valeur de vitesse au centre du i ème intervalle. k est ainsi obtenu par méthode itérative. La valeur de k déterminée permet l'obtention de la valeur de A .

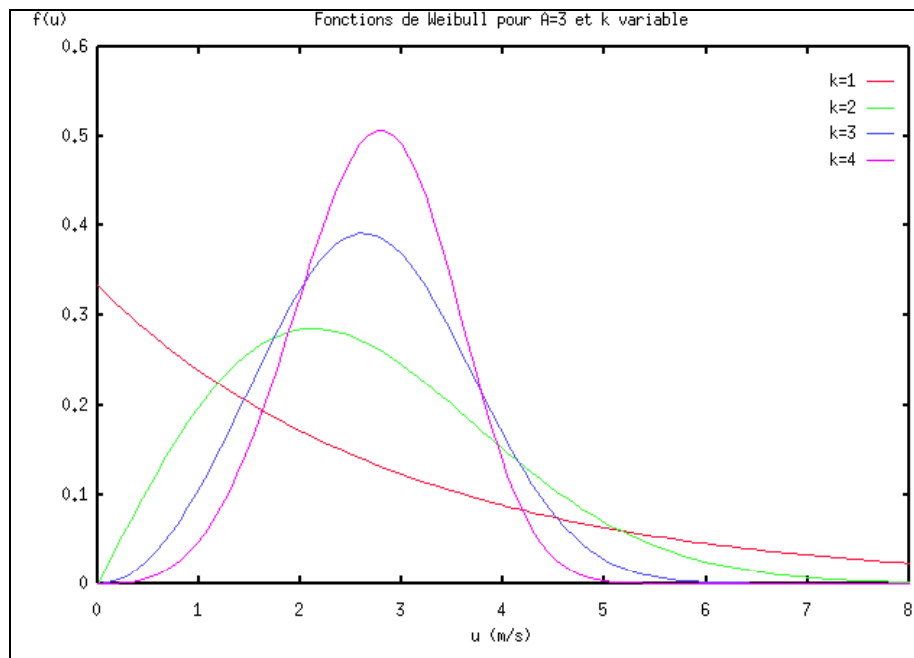


Figure III-1 : exemples de fonctions de Weibull pour A fixé à 3 m/s et différentes valeurs du paramètre de forme k , variant de 1 à 4 .

3.2. Caractéristiques des séries de données disponibles

Nous avons collecté les données du réseau météorologique de vitesse et direction de vent disponibles sur le golfe du Lion. Nous disposons des séries de données de Leucate, Sète, Saintes Maries et La Grande Motte. Il s'agit de moyennes sur les 10 minutes précédant l'heure, dont la statistique peut ainsi être représentée par une caractéristique de Weibull ([4]).

La longueur des enregistrements est la suivante :

- la Grande Motte du 01/02/1996 au 23/12/2002 (8 ans de données)
- Leucate du 20/03/1995 au 31/12/2002 (7 ans de données)
- Sète du 01/01/1949 au 31/12/2002 (53 ans de données)
- Saintes Maries du 01/01/1990 au 31/12/2002 (12 ans de données)

Les caractéristiques des stations sont les suivantes :

- les mesures sont effectuées à 10 mètres, sauf pour la station de Sète pour laquelle la mesure se fait à 8 mètres depuis août 1996. La mesure était faite auparavant au sommet du Mont Saint-Clair, au sommet d'un pylône de 22 mètres,
- la précision relative de mesure est de 10 %,
- le seuil de démarrage est de 0,5 m/s,
- les mesures se font jusqu'à 60 m/s pour la Grande Motte et Saintes Maries et 80 m/s pour Leucate et Sète.

Le pas d'échantillonnage de nos données varie selon la période d'enregistrement. Nous disposons de données moyennées sur dix minutes et mesurées toutes les heures (données horaires) ou toutes les trois heures (données tri-horaires).

Nous disposons de données horaires comme suit :

- la Grande Motte à partir du 13/02/1996 (8 ans de données)
- Leucate à partir du 20/03/1995 (7 ans de données)
- Sète à partir du 17/10/1996 (7 ans de données)
- Saintes Maries à partir du 01/01/1996 (7 ans de données)

3.3. Influence de la variabilité temporelle

Selon [4], la climatologie d'un site doit être établie à partir de l'analyse de plusieurs dizaines d'années de données. Dans notre cas, nous avons à prendre en compte les données tri-horaires pour la détermination des paramètres de Weibull du site. Il est nécessaire d'évaluer l'impact de l'utilisation de telles données. Les paramètres de Weibull sont déterminés avec une précision de 0,01 unités, tout comme pour [4].

Nous étudions, pour chacune des stations disponibles, l'influence de la variation du pas d'échantillonnage sur la détermination des paramètres de Weibull. A partir des données horaires disponibles pour chacune des stations côtières, nous effectuons un rééchantillonnage temporel. Pour un pas d'échantillonnage n variant de 1 à 50, nous calculons les valeurs de A et de k de chaque site. Afin de prendre toutes les données en compte, nous recalculons n fois ces paramètres en nous décalant de n échantillons dans la série de données, ceci nous permettant de nous affranchir de l'influence de l'origine des données.

La figure III-2 présente nos résultats pour les stations de Leucate, Sète, La Grande Motte et les Saintes Maries. Il s'agit de la variation des paramètres de Weibull en fonction du pas d'échantillonnage, celui-ci variant de 1 à 50 heures. Cette figure permet de retrouver des résultats similaires à [4]. La dispersion des valeurs de coefficients augmente en fonction du pas d'échantillonnage. Si nous faisons abstraction des valeurs de pas d'échantillonnage de 24 heures et 48 heures, qui semblent représenter des cas particuliers, l'amplitude de la dispersion augmente de manière régulière.

A partir des valeurs de coefficients de Weibull calculés pour chaque pas d'échantillonnage, nous calculons l'erreur moyenne sur la détermination de ces paramètres. L'erreur est définie comme la valeur absolue de la différence entre la valeur du paramètre obtenue pour un pas d'échantillonnage donné et la valeur obtenue pour le pas d'échantillonnage maximal (valeur vraie). Les résultats sont présentés par la figure III-3 et synthétisés par le tableau III-1. Ce tableau indique la valeur de l'erreur moyenne effectuée sur la détermination des paramètres A et k de Weibull pour un pas d'échantillonnage de trois heures. Dans ce cas, l'erreur moyenne effectuée est de l'ordre du millièrme. Cette erreur est négligeable dans la mesure où nos paramètres sont calculés avec une précision de 0,01 unités. Nous utilisons donc les données tri-horaires pour le calcul des climatologies des différents sites au paragraphe suivant.

Station	Erreur moyenne sur le coefficient A	Erreur moyenne sur le coefficient k
Leucate	$4,7.10^{-3}$	0
Sète	$4,7.10^{-3}$	$6,7.10^{-3}$
La Grande Motte	$7,9.10^{-3}$	0
Les Saintes Maries	$6,3.10^{-3}$	$3,3.10^{-3}$

Tableau III-1 : valeur des erreurs moyennes effectuées sur la détermination des paramètres A et k de Weibull pour un pas d'échantillonnage de trois heures pour les stations de Leucate, Sète, La Grande Motte et les Saintes Maries.

Le tableau III-2 fait la synthèse des données de la figure III-3. Il indique la valeur maximale des erreurs effectuées sur la détermination des paramètres de Weibull des différents sites hors pas d'échantillonnage de 24 et 48 heures. Dans ce cas, l'erreur moyenne maximale effectuée est de l'ordre du centième au dixième. Ces résultats indiquent que l'utilisation d'un pas d'échantillonnage plus important (jusqu'à 50 heures ici) est possible si la contrainte de précision sur la détermination des paramètres de Weibull est relâchée jusqu'à une précision du dixième, tout comme pour [6].

Station	Erreur moyenne maximale sur le coefficient A	Erreur moyenne maximale sur le coefficient k
Leucate	9.10^{-2}	3.10^{-2}
Sète	$6,9.10^{-2}$	$3,8.10^{-2}$
La Grande Motte	$1,5.10^{-2}$	$4,7.10^{-2}$
Les Saintes Maries	$6,2.10^{-2}$	2.10^{-2}

Tableau III-2 : valeur des erreurs moyennes maximales effectuées sur la détermination des paramètres A et k de Weibull hors pas d'échantillonnage de 24 et 48 heures pour les stations de Leucate, Sète, La Grande Motte et les Saintes Maries.

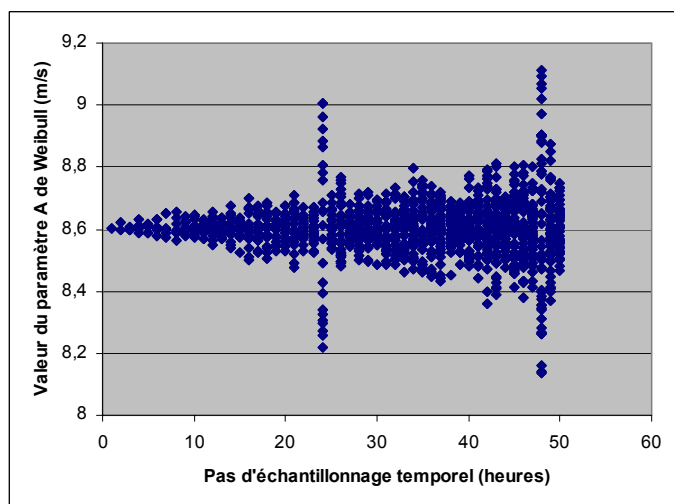
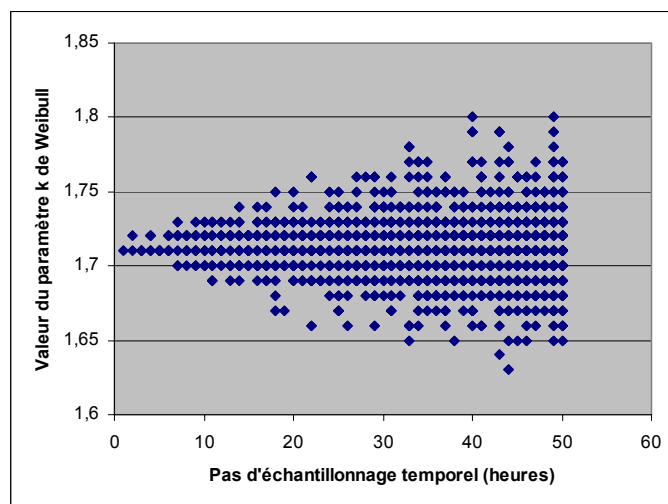
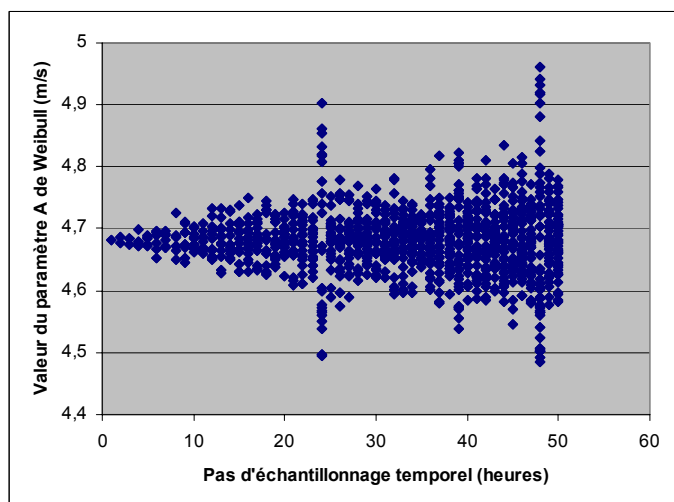
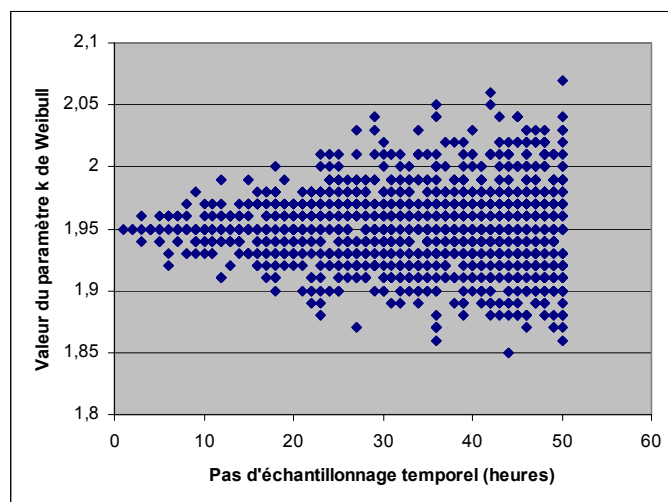
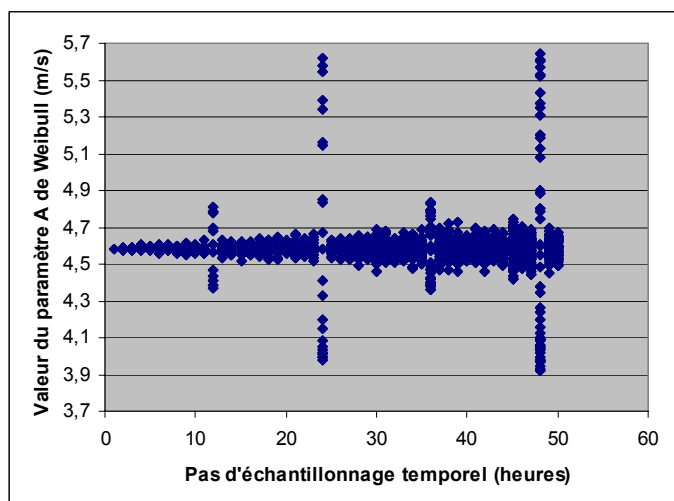
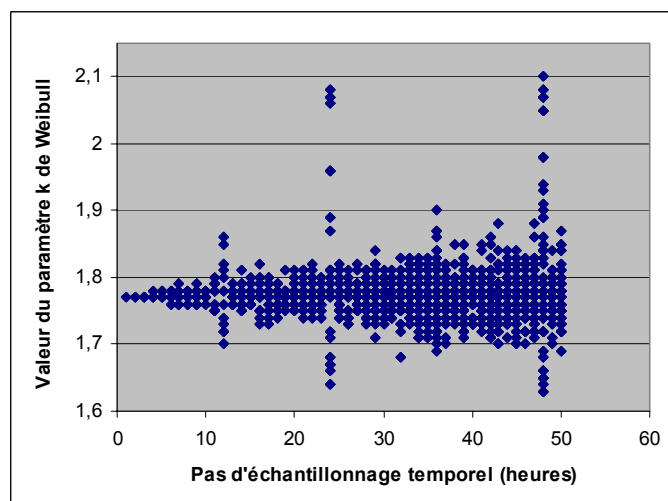
Les tableaux III-3 et III-4 indiquent respectivement l'erreur moyenne effectuée sur la détermination des paramètres de Weibull pour chacune des stations pour un pas d'échantillonnage respectif de 24 et 48 heures. Dans ce cas, l'erreur est significative, notamment concernant le paramètre A de Weibull. En effet, un pas d'échantillonnage quotidien ne permet pas de prendre en compte la variabilité du vent au cours de la journée. De tels pas d'échantillonnage sont donc à proscrire.

Station	Erreur moyenne sur le coefficient A	Erreur moyenne sur le coefficient k
Leucate	$2,3.10^{-1}$	$1,9.10^{-2}$
Sète	$1,2.10^{-1}$	$2,8.10^{-2}$
La Grande Motte	$5,3.10^{-1}$	$9,8.10^{-2}$
Les Saintes Maries	$1,1.10^{-2}$	$1,9.10^{-2}$

Tableau III-3 : valeur des erreurs moyennes effectuées sur la détermination des paramètres A et k de Weibull pour un pas d'échantillonnage de 24 heures pour les stations de Leucate, Sète, La Grande Motte et les Saintes Maries.

Station	Erreur moyenne sur le coefficient A	Erreur moyenne sur le coefficient k
Leucate	$2,4.10^{-1}$	$1,8.10^{-2}$
Sète	$1,2.10^{-1}$	$3,4.10^{-2}$
La Grande Motte	$5,3.10^{-1}$	$1,1.10^{-1}$
Les Saintes Maries	$1,2.10^{-2}$	3.10^{-2}

Tableau III-4 : valeur des erreurs moyennes effectuées sur la détermination des paramètres A et k de Weibull pour un pas d'échantillonnage de 48 heures pour les stations de Leucate, Sète, La Grande Motte et les Saintes Maries.

Figure III-2-A : station de Leucate. Paramètre A .Figure III-2-B : station de Leucate. Paramètre k .Figure III-2-C : station de Sète. Paramètre A .Figure III-2-D : station de Sète. Paramètre k .Figure III-2-E : station de La Grande Motte. Paramètre A .Figure III-2-F : station de La Grande Motte. Paramètre k .

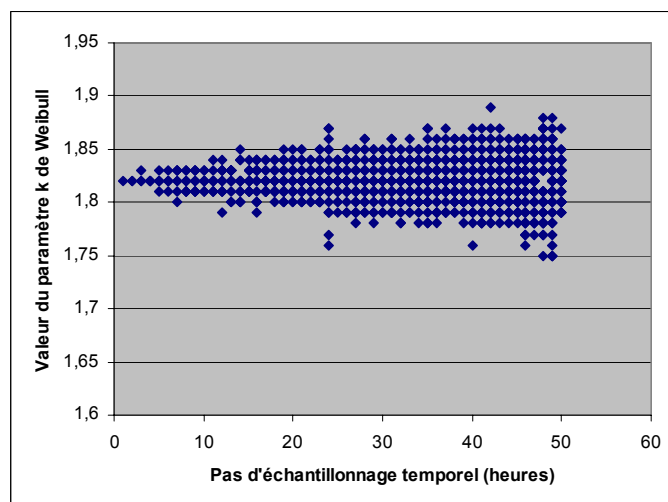
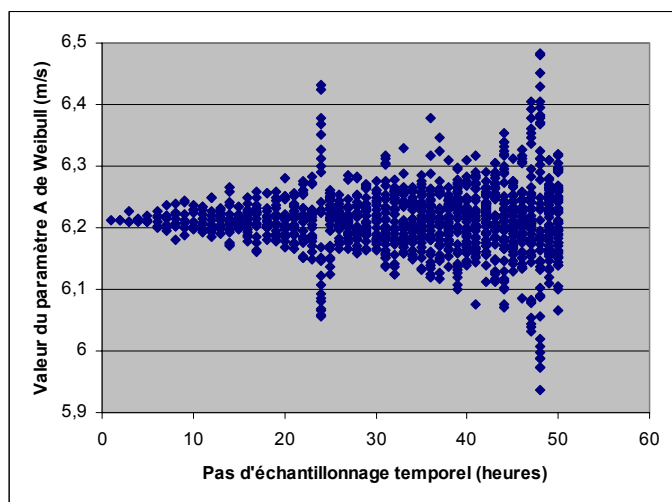
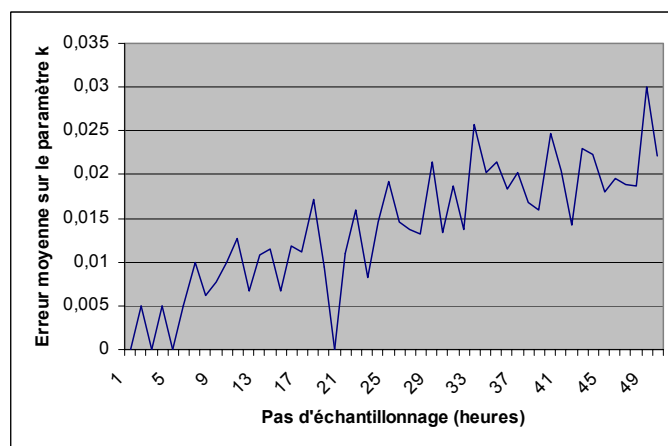
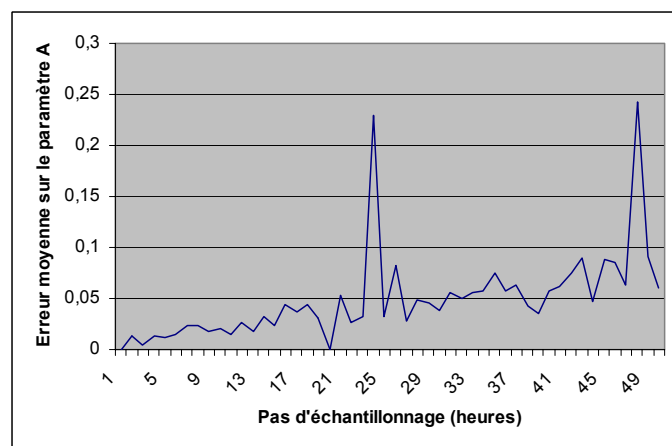
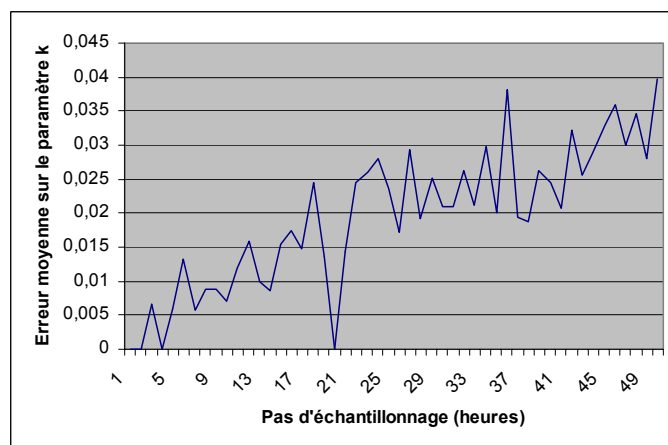
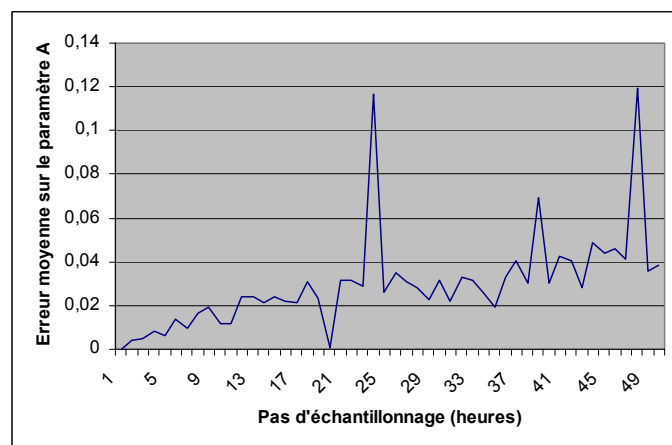
Figure III-2-G : station des Saintes Maries. Paramètre A .Figure III-2-F : station des Saintes Maries. Paramètre k .

Figure III-2 : variation des valeurs des paramètres A et k de Weibull en fonction du pas d'échantillonnage pour les stations de Leucate, Sète, la Grande Motte et les Saintes Maries. Les paramètres sont calculés sur les parties horaires de séries de données.

Figure III-3-A : station de Leucate. Paramètre A .Figure III-3-B : station de Leucate. Paramètre k .Figure III-3-C : station de Sète. Paramètre A .Figure III-3-D : station de Sète. Paramètre k .

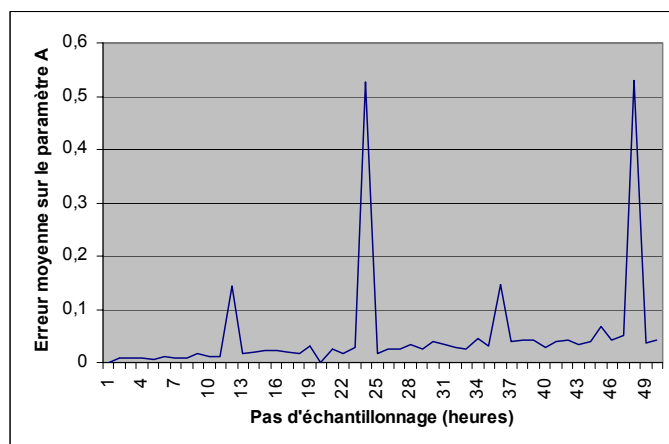
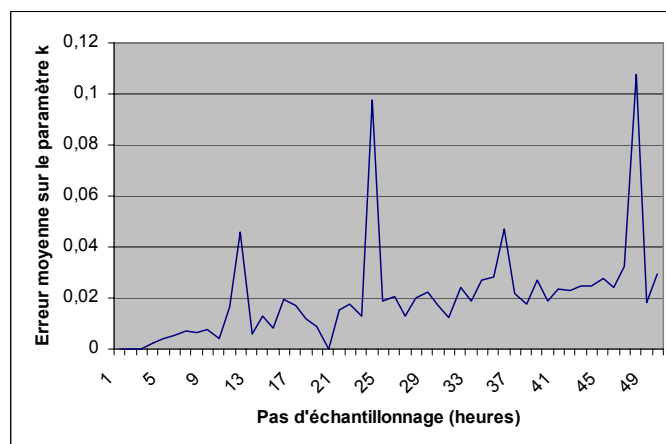
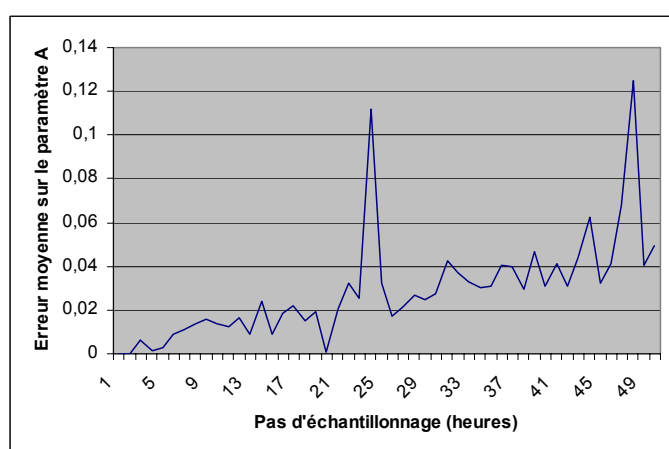
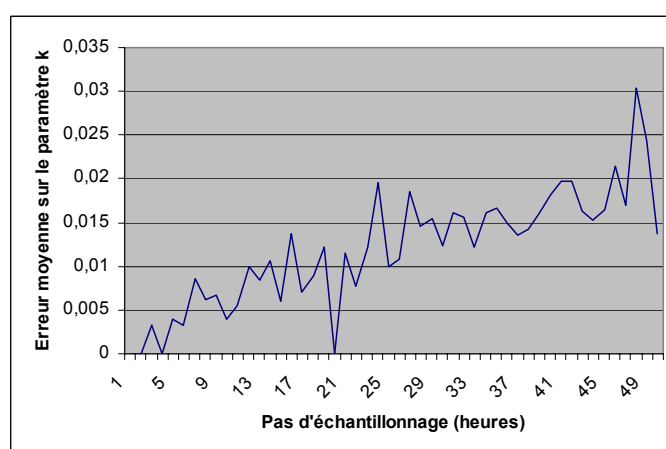
Figure III-3-E : station de La Grande Motte. Paramètre A .Figure III-3-F : station de La Grande Motte. Paramètre k .Figure III-3-F : station des Saintes Maries. Paramètre A .Figure III-3-G: station des Saintes Maries Paramètre k .

Figure III-3 : variation de l'erreur moyenne sur la détermination des paramètres A et k de Weibull en fonction du pas d'échantillonnage pour les stations de Leucate, Sète, la Grande Motte et les Saintes Maries. Les paramètres sont calculés sur les parties horaires de séries de données.

3.4. Variabilité du potentiel éolien

3.4.1. Climatologies des sites

Nous avons montré que l'erreur effectuée sur la détermination des paramètres de Weibull d'un site pour un pas d'échantillonnage de trois heures est négligeable. Nous pouvons donc calculer les climatologies des différents sites à partir de l'ensemble des séries de données dont nous disposons. Nos résultats sont mis en relation avec les phénomènes connus au sein du golfe du Lion. En effet, les vents dominants du golfe du Lion sont décrits par [13]. Il s'agit (voir figure III-4) :

- du Mistral, qui est un vent de secteur nord subissant une accélération dans la vallée du Rhône. Ce vent prend naissance lorsque l'écoulement général présente une forte composante nord. Il atteint son domaine maximal d'extension lorsque se creuse une dépression au sud des Alpes tandis que règne une zone anticyclonique sur l'Espagne et l'ouest de la France,
- de la Tramontane, qui est un vent de nord-ouest soufflant dans le Bas-Languedoc et le Roussillon, le long de la vallée débutant au seuil de Naurouze. Elle est liée à une situation météorologique semblable à celle qui donne naissance au Mistral auquel elle est souvent associée,

- de l'Autan, qui est un vent de secteur sud est qui souffle dans le Haut Languedoc, entre la Montagne Noire et les Corbières, dans la vallée de Moyenne Garonne.

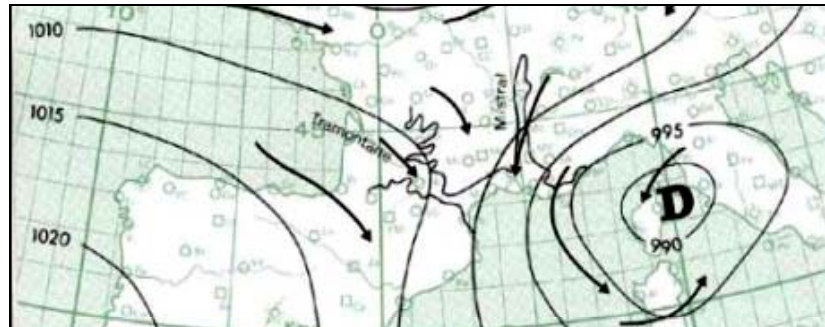


Figure III-4 : vents dominants sur le golfe du Lion, d'après [13]. Indication de la formation de Mistral et de Tramontane sur la zone.

A partir de l'ensemble des données dont nous disposons (horaires et tri-horaires), nous calculons les caractéristiques de Weibull de sites. Concernant la station de Sète, nous avons scindé les données en deux groupes : les mesures effectuées avant août 1996 sont mesurées à 22 mètres d'altitude, à 8 mètres ensuite. Les résultats sont consignés au sein du tableau III-5. Les valeurs des paramètres de Weibull sont très variables d'un site à l'autre.

Station	A	k	Fréquence des calmes (F_0)	Nombre d'échantillons
Leucate	8,6	1,71	0,0068	67333
Sète avant août 1996	7,06	1,79	0,05153	120160
Sète après août 1996	4,69	1,96	0,00942	18404
La Grande Motte	4,58	1,77	0,02469	57742
Saintes Maries	6,17	1,82	0,013258	91392

Tableau III-5 : valeurs des paramètres de Weibull et fréquences des calmes calculés sur l'intégralité des séries de données pour les sites de Leucate, Sète, la Grande Motte et les Saintes Maries.

3.4.2. Variabilité globale

Afin de comparer les résultats obtenus, nous calculons pour chacun des sites la valeur de la densité moyenne de puissance. Cette densité moyenne de puissance correspond à l'énergie cinétique moyenne du flux par unité de surface perpendiculaire au flux (correspondant à la surface brassée par les pales de l'éolienne). Elle s'exprime en watts par mètre carrés et son expression est :

$$E = \frac{1}{2} \rho \overline{u^3}$$

où ρ correspond à la densité de l'air. Cette valeur est fixée par [6] à $1,225 \text{ kg.m}^{-3}$, ce qui correspond à la densité de l'air pour une température de 15°C et une pression de 1013 mb. u est la vitesse du vent.

Cette grandeur physique présente l'avantage de prendre en compte la contribution de chaque vitesse de vent à la production énergétique, la puissance variant en fonction du cube de la vitesse du vent. La valeur de densité moyenne de puissance correspond à l'intégrale de la fonction de densité de puissance. La densité de puissance est définie pour chaque vitesse de vent comme suit :

$$E(u) = \frac{1}{2} \rho u^3 f(u)$$

où $f(u)$ est la fréquence d'apparition de la vitesse de vent u .

Selon les résultats indiqués dans le tableau III-6, la puissance extractible est répartie de manière extrêmement inégale sur le pourtour du golfe du Lion, pouvant varier du simple au septuple selon les sites considérés.

Station	Densité moyenne de puissance (W/m ²)
Leucate	624
Sète avant août 1996	327
Sète après août 1996	86
La Grande Motte	87
Saintes Maries	213

Tableau III-6 : densité moyenne de puissance en W/m² pour les sites de Leucate, Sète, la Grande Motte et les Saintes Maries.

3.4.3. Variabilité par secteurs de direction

Afin d'évaluer la répartition de la puissance extractible en fonction de la direction du vent, nous représentons l'information sous forme de rose des vents. La figure III-5 représente pour chacune des stations et par secteur de direction θ de 30° :

- le nombre de points de mesure,
- le paramètre A de Weibull ($A(\theta)$),
- le paramètre k de Weibull ($k(\theta)$),
- la part de densité moyenne de puissance attribuée au secteur de direction considéré. Ceci peut s'écrire :

$$E(\theta) = f(\theta) \int_u E(u, \theta) du \text{ où } E(u, \theta) = \frac{1}{2} \rho u^3 f(u, \theta)$$

où $f(u, \theta)$ correspond à la fonction de densité de probabilité des vitesses de vent pour le secteur de direction θ considérée. $f(\theta)$ est la fréquence d'apparition de la direction de vent θ . Cette grandeur permet de caractériser la participation du secteur de direction à la densité de puissance moyenne du site.

A partir de la figure III-5, les résultats sont les suivants :

- Station de Leucate : ce site a deux régimes de vent. Le vent principal est de direction 300°, correspondant à un régime de Tramontane. Ce secteur de direction concentre 67 % de la puissance disponible. Nous noterons une participation du vent d'Autan à 120°, qui concentre 15 % de la puissance,
- Station de Sète avant 1996 : ce site a trois régimes de vent principaux. Le secteur 300°, correspondant à la Tramontane concentre 35 % de la puissance, le secteur 120°, correspondant au vent d'Autan concentre 14 % de la puissance et le secteur 330° concentre 11 % de la puissance,
- Station de Sète après 1996 : pour ce site, la puissance est concentrée sur deux directions principales 300° et 330°, correspondant à un régime de Tramontane. Ces deux directions concentrent à elles seules 60 % de la puissance totale. Le vent d'Autan, même s'il est peu représenté, concentre 11 % de la puissance. En effet, la valeur des coefficients A et k de Weibull pour le secteur 120° est similaire à celle des secteurs 300 et 320°, correspondant à des vents forts avec une faible représentativité des faibles vitesses de vent ($A=5,48$ et $k=1,92$ voir figure III-1),
- Station de la Grande Motte : ici, Mistral, Tramontane et Autan sont les trois régimes de vent principaux. Ils concentrent respectivement 12 %, 12 % et 28 % de la

puissance. Le vent d'Autan est le vent prédominant. Nous noterons la forte participation à la puissance totale du secteur 270° concentrant 13 % de la puissance,

Station des Saintes Maries : les vents principaux sont sensiblement les mêmes que pour la station de la Grande Motte. Avec un vent d'Autan prédominant concentrant 27 % de la puissance, le régime de Mistral correspondant à 12 % de la puissance, un régime de Tramontane à 330° regroupant 19 % de la puissance et une composante à 270° correspondant à 10 % de la puissance.

3.5. Conclusion

Au vu de ces résultats, les vents dominants sont sensiblement les mêmes d'un site à l'autre et restent un reflet des vents synoptiques présentés par la figure III-4. Ils correspondent aux régimes généraux de Mistral, de Tramontane et de vent d'Autan. Cependant, la valeur des paramètres de Weibull sur chaque site (tableau III-5), la valeur de la densité moyenne de puissance sur le site (tableau III-6) varient fortement d'un site à l'autre. De même, la répartition des valeurs de paramètres de Weibull, des vents dominants et les puissances extractibles sont spécifiques aux sites considérés.

Le vent synoptique est sensiblement le même pour chaque station. Ces variations sont donc induites par le relief environnant le site, induisant une forte variabilité des paramètres étudiés. En mer, les effets liés à la côte peuvent avoir une influence jusqu'à 20 km de distance de la côte ([14]) voire jusqu'à près de 50 km ([15]). Cette variabilité s'exerce donc sur les futures zones de développement des parcs éoliens offshore. Tel qu'énoncé au chapitre I, ces zones présentent un intérêt majeur pour le développement des énergies renouvelables.

Au vu de cette variabilité, il est nécessaire en mer de disposer de cartes permettant de caractériser le potentiel éolien. Ces cartes doivent permettre de retranscrire la puissance disponible sur le site en fonction de la direction du vent. Ceci peut être décrit par la caractéristique de Weibull à deux paramètres du site considéré, définie par secteurs de direction. Nous recherchons donc à obtenir des cartes de paramètres de Weibull sectoriels avec une bonne précision spatiale et temporelle.

Comme indiqué au chapitre précédent, les méthodes actuelles ne permettent pas l'obtention de ces paramètres, du fait de la faible densité du réseau météorologique maritime. Dans ce cadre, nous évaluons l'apport du satellite à la résolution de cette problématique au cours du chapitre suivant.

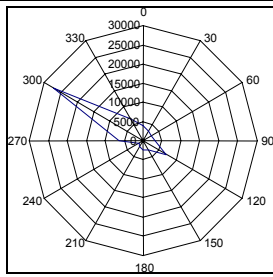


Figure III-5-A : effectif.

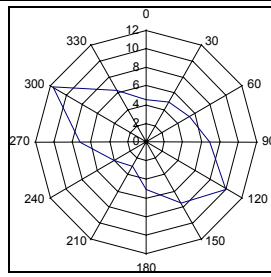


Figure III-5-B : param. A de Weibull.

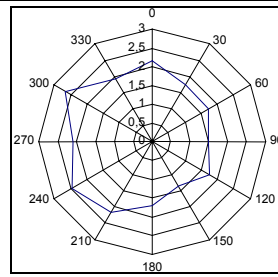


Figure III-5-C : param. k de Weibull.

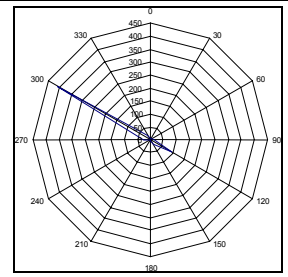


Figure III-5-D : densité moyenne de puissance.

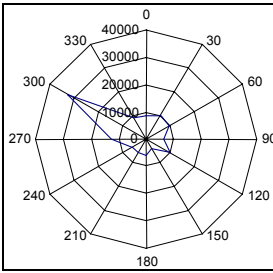


Figure III-5-E : effectif.

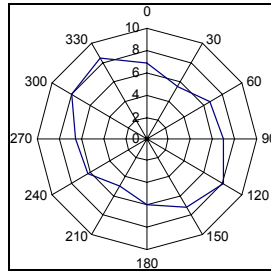


Figure III-5-F : param. A de Weibull.

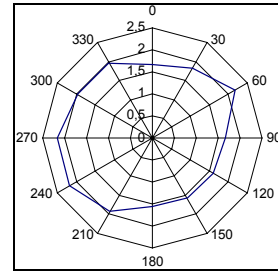


Figure III-5-G : param. k de Weibull.

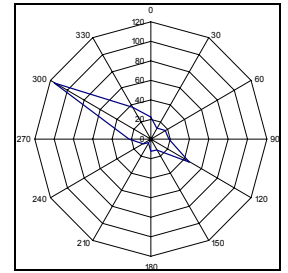


Figure III-5-H : densité moyenne de puissance.

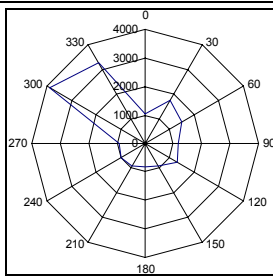


Figure III-5-I : effectif.

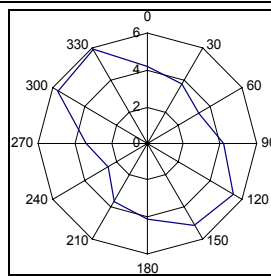


Figure III-5-J : param. A de Weibull.

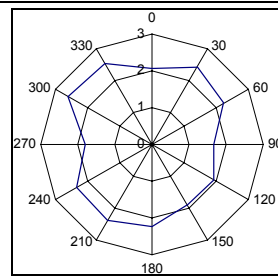


Figure III-5-K : param. k de Weibull.

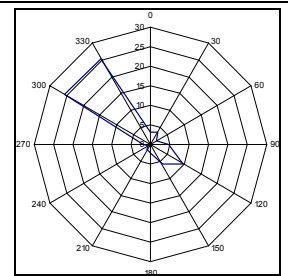


Figure III-5-L : densité moyenne de puissance.

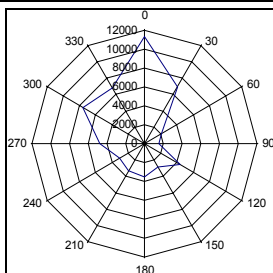


Figure III-5-M : effectif.

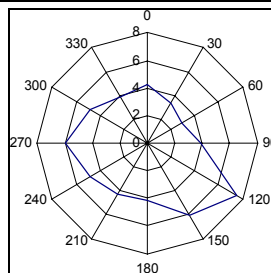


Figure III-5-N : param. A de Weibull.

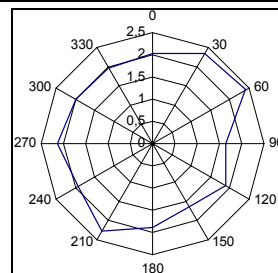


Figure III-5-O : param. k de Weibull.

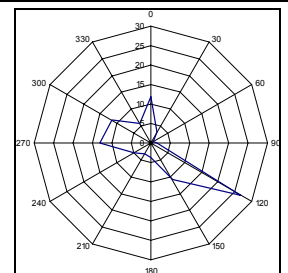


Figure III-5-P : densité moyenne de puissance.

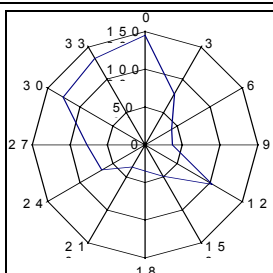


Figure III-5-Q : effectif.

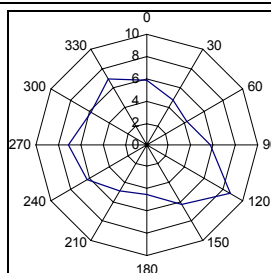


Figure III-5-R : param. A de Weibull.

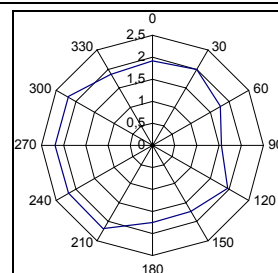


Figure III-5-S : param. k de Weibull.

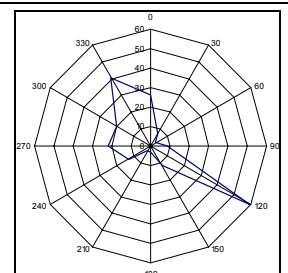


Figure III-5-T : densité moyenne de puissance.

Figure III-5 : répartition par secteurs de direction de 30° des valeurs des effectifs, du paramètre A de Weibull, du paramètre k de Weibull et de la densité moyenne de puissance pour les stations de Leucate (III-5-A à III-5-D), Sète avant 1996 (III-5-E à III-5-H), Sète après 1996 (III-5-I à III-5-L), la Grande Motte (III-5-M à III-5-P) et les Saintes Maries (III-5-Q à III-5-T).

3.6. Bibliographie

- [1] E. G. Pavia, J. J. O'Brien, "Weibull statistics of wind speed over the ocean," *Journal of Climate and Applied Meteorology*, vol. 25, pp. 1324-1332, 1986.
- [2] E. J. Gumbel, *Statistics of extremes*. Columbia University Press, 1958, pp. 375.
- [3] W. Weibull, "A statistical distribution function of wide applicability," *Journal of Applied Mechanics*, n°18, pp. 293-297, 1951.
- [4] R. J. Barthelmie, S. C. Pryor, "Can satellite sampling of offshore wind speeds realistically represent wind speed distributions," *Journal of Applied Meteorology*, vol. 42, pp. 83-94, 2003.
- [5] E. L. Petersen, I. Troen, S. Frandsen, K. Hedegaard, *Wind Atlas for Denmark*. Risoe National Laboratory, Roskilde, Denmark, 1981, pp. 229.
- [6] I. Troen, E. L. Petersen, *European wind atlas*. Risoe National Laboratory, Roskilde, Denmark, 1989, pp. 656.
- [7] N. O. Jensen, E. L. Petersen, I. Troen, "World climate applications programme : extrapolation of mean wind statistics with special regard to wind energy applications," World meteorological organization, WMO/TD-No. 15, 1984
- [8] C. G. Justus, W. R. Hargraves, A. Yalcin, "Nationwide assessment of potential output from wind-powered generators," *Journal of Applied Meteorology*, n°15, pp. 673-678, 1976.
- [9] C. G. Justus, W. R. Hargraves, A. Mikhail, D. Graber, "Methods for estimating wind speed frequency distribution," *Journal of Applied Meteorology*, n°17, pp. 350-353, 1978.
- [10] D. A. Stewart, O. M. Essenwanger, "Frequency distribution of wind speed near the surface," *Journal of Applied Meteorology*, n°17, pp. 1633-1642, 1978.
- [11] L. Van Der Auwera, F. De Meyer, L. M. Malet, "The use of the Weibull three parameter model for estimating mean wind power densities," *Journal of Applied Meteorology*, vol. 19, n° 7, pp. 819 - 825, 1980.
- [12] S. J. Wu, "Estimation of the parameters of the Weibull distribution with progressively censored data," *Journal of the Japanese Statistical Society*, vol. 32, n°2, pp. 155-163, 2002.
- [13] J.P. Triplet, G. Roche, *Météorologie générale*. seconde édition, Editions de la Météorologie Nationale, France, 1977.
- [14] S. C. Pryor, R. J. Barthelmie, "Statistical analysis of flow characteristics in the coastal zone," *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, n° 90, pp. 201-221, 2002.
- [15] S. A. Hsu, *Coastal Meteorology*. Academic Press, London, 1988.

Chapitre 4

Apport du satellite

Tel qu'énoncé par [1], l'imagerie de la surface marine par les capteurs spatioportés est une science relativement récente. Il est étonnant de penser qu'il est possible d'étudier les paramètres physiques gouvernant un bassin océanique grâce à un capteur se déplaçant à plusieurs kilomètres par seconde, à plusieurs centaines de kilomètres d'altitude. Cependant, le point de vue dominant des satellites a permis de pouvoir mesurer et évaluer la variabilité de paramètres océaniques tels que les courants de surface, les variations de température, les spectres de vagues ou les champs de vent ...

Dans le cadre de l'implantation de parcs éoliens en mer, nous cherchons à obtenir des cartes de coefficients de Weibull en mer. Ces cartes doivent être obtenues à partir de données ayant un pas d'échantillonnage temporel et spatial fixé. Concernant l'échantillonnage temporel des données, les paramètres de Weibull d'un site s'obtiennent à partir de mesures de vent moyennées sur 10 mn à 30 mn ([2]), échantillonnées le plus finement possible. Les opérationnels du secteur éolien utilisent habituellement des mesures horaires ([3]). Cependant, nous avons montré au chapitre III que si la contrainte sur la précision de la valeur des paramètres de Weibull est relâchée, le pas d'échantillonnage peut être plus important (jusqu'à 50 heures pour une erreur de l'ordre du dixième dans notre exemple).

Concernant l'échantillonnage spatial des données, considérons que les données de vent utilisées pour l'établissement de climatologies sont des données moyennées sur les 10 minutes précédant l'heure. La figure II-1 du chapitre II nous indique que les phénomènes atmosphériques ayant une durée de vie de l'ordre de 10 minutes se situent aux méso-échelles et ont une étendue de l'ordre du kilomètre. Ceci corrobore les conclusions du chapitre I, indiquant que le pas de grille de nos cartes de paramètres de Weibull se doit d'être de cet ordre de grandeur.

Nous cherchons à évaluer l'apport des techniques de mesure du vent en mer par les satellites d'observation de la Terre à la résolution de notre problème et leur adéquation en termes d'échantillonnage spatial et temporel.

Echelle de Beaufort	Terme générique	Vitesse de vent à 10 m d'altitude		Etat de la surface marine
degré	descriptif	en km/h	en nœuds	remarques
0	calme	moins de 1	moins de 1	la mer est comme un miroir
1	très légère brise	1 à 5	1 à 3	il se forme des rides, mais il n'y a pas d'écume
2	légère brise	6 à 11	4 à 6	vaguelettes courtes, leurs crêtes ne déferlent pas
3	petite brise	12 à 19	7 à 10	très petites vagues, écume d'aspect vitreux
4	jolie brise	20 à 28	11 à 15	petites vagues devenant plus longues, moutons nombreux
5	bonne brise	29 à 38	16 à 21	vagues modérées et allongées, moutons nombreux
6	vent frais	39 à 49	22 à 26	des lames se forment, crêtes d'écume blanche plus étendues
7	grand frais	50 à 61	27 à 33	la mer grossit, l'écume est soufflée en trainées, lames déferlantes
8	coup de vent	62 à 74	34 à 40	lames de hauteur moyenne, de leurs crêtes se détachent des tourbillons d'embrun
9	fort coup de vent	75 à 87	41 à 47	grosses lames, leur crête s'écroule et déferle en rouleaux
10	tempête	88 à 102	48 à 55	très grosses lames à longues crêtes en panache, déferlement en rouleaux intense et brutal
11	violent tempête	103 à 117	56 à 63	lames exceptionnellement hautes recouvertes de bancs d'écume blanche
12	ouragan	plus de 118	plus de 64	air plein d'écume et d'embruns, mer entièrement blanche, visibilité très réduite

Tableau IV-1 : échelle de Beaufort reliant la vitesse du vent à l'état de la surface marine.

Les mesures effectuées par les satellites d'observation de la Terre se font à distance. Dans notre cas, il s'agit de mesurer le vent en mer de manière indirecte. Quoi de plus naturel alors de rattacher les caractéristiques de vent à l'état de la surface marine ? L'échelle inventée en 1806 par l'amiral Sir Francis Beaufort (1774-1857) de la British Navy, en est l'illustration (tableau IV-1). La vitesse du vent est classifiée par plages de vitesses et mise en correspondance avec l'état de la surface marine. Cet exemple, bien que qualitatif, montre que le vent influe sur l'état de la surface marine. Dans notre cas, la surface marine est l'interface entre le phénomène physique et l'appareil de mesure. Le vent est mesuré de manière indirecte, à travers ses effets sur l'interface.

4.1. Vagues de vent et houle

Selon [4], le mouvement interne et de surface des masses d'eau océaniques résulte de la mise en équilibre d'un ensemble de forces. Outre les forces génératrices de marées, les forces agissant sur le milieu marin sont dissociées en forces internes et forces externes. Cette classification revient à considérer deux natures d'énergies distinctes agissant en milieu marin. Pour les forces internes, intervient l'énergie thermique issue de l'absorption du rayonnement solaire par le milieu marin. Elle agit sur les propriétés internes du milieu marin, la température et la salinité. Pour les forces externes, l'on considère l'énergie liée à l'action mécanique du vent agissant sur l'interface marine. Les forces externes principales sont au nombre de trois, selon [4] :

- les forces génératrices de marées d'origine purement astronomique et connaissant des variations lentes qui n'entrent pas en ligne de compte ici,
- l'énergie mécanique cédée par l'atmosphère à la mer,
- les forces liées à la pente de la surface.

Notre intérêt se porte sur l'énergie mécanique cédée par l'atmosphère à la surface marine. Celle-ci s'exprime *via* la force d'entraînement du vent. L'effet de la force d'entraînement du vent sur la surface marine dépend lui-même :

- de la distance sur laquelle le vent souffle sans rencontrer d'obstacle. Cette distance, appelée *fetch* ([5]) est en haute mer de l'ordre de la taille de la zone dépressionnaire à l'origine du vent, et de l'ordre de la distance à la côte pour un vent soufflant de la terre vers la mer ([4]),
- du temps durant lequel le vent souffle de façon continue à une vitesse donnée.

Le vent soufflant à la surface de l'eau exerce sur la pellicule superficielle une force de frottement dépendante de la densité de l'air et de la vitesse du vent. Sous l'effet de ce vent de surface, naissent et croissent les vagues et la houle. Cette agitation se propage hors des zones de vent sous forme d'ondulations de plus en plus régulières.

L'aire de génération est appelée 'mer du vent'. Cette aire de génération (la zone dépressionnaire) a une étendue de quelques centaines de kilomètres. Dans cette zone, la surface est constituée d'un ensemble d'ondes d'amplitude et de hauteur variables dans l'espace comme dans le temps. Sur les grandes vagues, de plus petites se lèvent et croissent, assurant une continuité de dimensions. Si la distance à cette zone augmente, les lames ont des directions de propagation de moins en moins différentes et des crêtes de plus en plus longues. La vitesse de propagation des vagues étant d'autant plus grande que la longueur d'onde est grande, les petites lames sont dépassées par les plus grandes ([6]) et la surface marine ondule de manière irrégulière.

La propagation des ondes créées et les phénomènes afférents autorisent leur classification en fonction de leur longueur d'onde ([7]). [7] a proposé une classification des ondes marines en fonction de leur période, les classes différant par l'origine des ondes et leur mode de formation (figure IV-1). Les mécanismes de propagation permettent ainsi de cerner les longueurs d'ondes propres au vent local. Les périodes des ondes dues au vent local s'étendent jusqu'à environ 30 s, les vagues capillaires (ou vagues de capillarité-gravité) étant, elles, les signatures des bourrasques locales ([8]). Ainsi,

l'observation des phénomènes de la surface marine ayant ces périodes temporelles permettent l'accès aux informations sur le vent local.

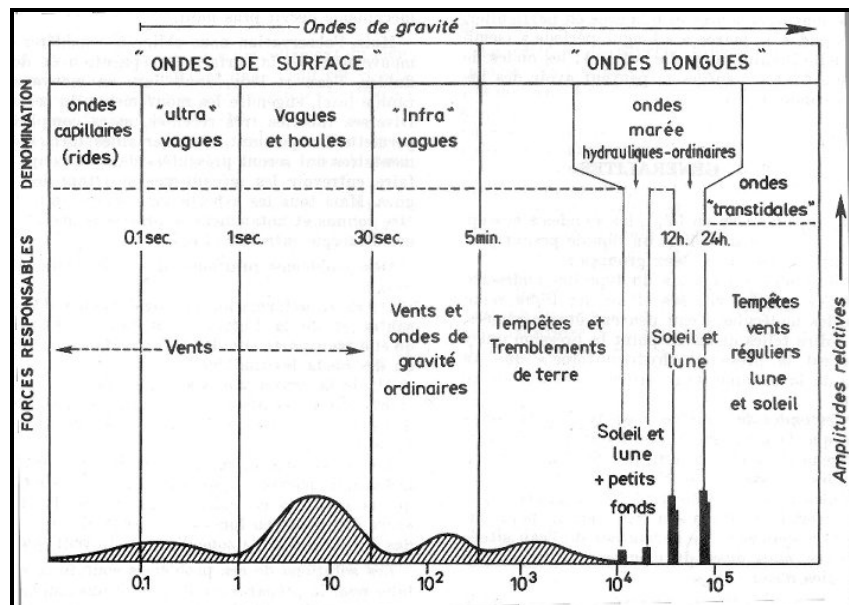


Figure IV-1 : classification des ondes de la surface marine en fonction de leur périodicité (en secondes). Chaque échelle de périodes correspond à un phénomène défini. D'après [7].

4.2. Moyens de mesure du vent par télédétection

Les capteurs de télédétection peuvent être scindés en deux groupes : les capteurs passifs (mesurant le signal provenant de la surface) et les capteurs actifs (disposant de leur propre source de rayonnement).

La mesure du vent en mer par capteurs passifs est fortement limitée par le fait que ces capteurs sont dépendants d'une source externe de rayonnements pour effectuer leur mesure. Les méthodes de mesure du vent par de tels capteurs se basent sur le modèle développé par [9]. Ce modèle met en relation la fonction de densité de probabilité de la pente des vagues, liée à la perturbation de la surface marine par le vent, avec la vitesse du vent. [10] apporte une précision en montrant que la différence de température entre terre et mer a aussi une influence.

De manière opérationnelle, [11] développa une méthode de mesure du vent à partir des données du radiomètre hyperfréquence passif SSM/I. Cette méthode permet l'obtention de champs de vent en mer avec une précision de 1 m/s sur la vitesse et à une résolution de 50 km. Cependant, [11] indique que cette méthodologie est très sensible à la présence de pluie, ce qui est une limitation majeure. De plus, [12] indique que, d'une manière générale, les méthodes de mesure du vent par capteurs passifs sont limitées par l'influence des nuages. Ainsi, bien que des informations sur le vent puissent être obtenues à partir des capteurs passifs, leur apport à notre problème est limité. Nous nous tournons vers des technologies plus adaptées.

[13] indique que les capteurs actifs, disposant de leur propre source de rayonnement, se caractérisent par i) un domaine de travail pour lequel l'atmosphère est transparente pour l'essentiel des longueurs d'ondes utilisées, ii) une indépendance du système d'émission-réception vis à vis de l'énergie solaire et iii) une perception pour des longueurs d'onde où les interactions entre les rayonnements et la matière correspondent à des phénomènes très différents de ceux enregistrés par les systèmes dits "passifs". [14] les qualifie de capteurs tout temps, tout instants. Ceci a fait leur succès dans le domaine océanographique. Certains de ces capteurs, les diffusomètres (ou diffusiomètres), sont utilisés de manière routinière pour la mesure du vent sur les surfaces océaniques.

La diffusométrie est une science relativement récente ([15]). C'est au cours de la seconde guerre mondiale que les effets des vagues sur le signal radar furent initialement observés. Ces observations accidentelles étaient alors considérées comme un bruit (*sea clutter*). Ce n'est qu'au cours des années 1950 et 1960 que l'on étudia ce bruit de fond ([16]). Un lien fut établi entre le vent océanique, les vagues et la réponse radar de la surface marine. La science de la diffusométrie naquit alors. Selon [17], un diffusomètre est un appareil mesurant les propriétés de diffusion de la région observée. Tout radar effectuant une mesure précise de la puissance du signal observé est donc un diffusomètre.

En 1978, le satellite Seasat fut lancé. Il s'agissait du premier satellite dédié à l'observation globale des océans à partir de capteurs actifs. A son bord, le diffusomètre SASS (Seasat-A scatterometer system) permettait la mesure du vent avec une précision de 2 m/s en vitesse et 20° en direction. Malgré la perte du satellite après 90 jours d'observations, celui-ci fut un jalon dans l'histoire de la diffusométrie car il démontra la faisabilité d'utiliser des capteurs actifs spatioportés pour l'observation océanique. Selon [1], on ne peut noter un redémarrage de l'océanographie spatiale qu'à partir de 1991, avec le lancement du satellite ERS1 (*european remote sensing satellite*). Celui-ci a fourni des données bien au-delà de son temps de vie prévu (9 ans au lieu de 3), permettant une période de recouvrement avec son successeur ERS2, lancé en 1995. D'autres capteurs permettant la mesure du vent par diffusométrie furent lancés à bord d'autres satellites, que nous citerons ensuite. Nous explicitons ensuite les mécanismes permettant la mesure du vent en mer par ce biais.

4.2.1. Coefficient de rétrodiffusion normalisé

Le radar émet des ondes électromagnétiques vers l'océan. La grandeur mesurée est la section efficace de rétrodiffusion, caractérisant la réponse électromagnétique de la cible. Cette section efficace est notée σ et définie comme ([18], [19]) :

$$\sigma = \lim_{r \rightarrow \infty} 4\pi r^2 \frac{|E_r|^2}{|E_i|^2}$$

où E_i et E_r sont respectivement les champs électriques incident (émis par la source) et réfléchi (mesuré après rencontre avec la cible) et r la distance radar-cible. L'équation radar permet de relier la puissance renvoyée vers le radar à la section efficace de rétrodiffusion, en tenant compte des caractéristiques de l'instrument. Pour une cible ponctuelle, le rapport de la puissance envoyée à la puissance réémise s'écrit ([12]) :

$$\frac{P_r}{P_e} = \frac{G_e}{4\pi r^2} \sigma \frac{1}{4\pi r^2} \frac{G_r \lambda^2}{4\pi}$$

où : P_e est la puissance émise par le radar, G_e le gain d'antenne à l'émission, P_r la puissance reçue, G_r le gain d'antenne en réception, r la distance radar-cible et λ la longueur d'onde radar. Pour une cible étendue, le spot recouvre une surface S . Si l'on considère que S est un ensemble de cibles ponctuelles, on définit la section efficace de rétrodiffusion normalisée ou coefficient de rétrodiffusion, noté σ_0 et tel que :

$$\sigma = \int_S \sigma_0 dS.$$

L'équation radar devient :

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

où θ et ϕ sont les angles d'incidence et en azimut de visée pour chaque cible ponctuelle. Il existe deux types principaux de capteurs radar, les radars en configuration monostatique et les radars en configuration bistatique. Dans le cas des radars à bord des satellites d'observation de la Terre, la

configuration est monostatique. Nous limitons notre discours à ce cas de figure. Dans ce cas, l'émission et la réception du signal se font sur la même antenne. Ainsi, le gain d'antenne est le même lors de l'émission et de la réception du signal. Nous écrivons alors que : $G_e = G_r = G$. L'équation précédente devient :

$$P_r = \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3} \int_S \frac{P_e G^2(\theta, \phi) \sigma_0}{r^4} dS$$

Afin de résoudre cette équation, l'on peut supposer que σ_0 ne varie pas sur S :

$$\sigma_0 = \frac{4\pi^3 r^4}{\lambda^2 G^2 S} \frac{P_r}{P_e}$$

Selon [12], σ_0 est généralement exprimé en dB, avec $\sigma_0 \text{ dB} = 10 \log(\sigma_0)$.

4.2.2. Interaction électromagnétique des micro-ondes avec la surface marine

Selon [20], le coefficient de rétrodiffusion de la surface marine varie selon deux modalités principales, l'une prédominant pour les angles d'incidence de l'onde radar inférieurs à 20° , l'autre pour les angles d'incidence situés entre 20° et 70° .

Pour un angle d'incidence inférieur à 20° , le phénomène de réflexion spéculaire est prédominant ([21]). Les facettes de la surface océanique normales à l'onde radar incidente renvoient l'onde en direction de l'antenne du radar. Si l'angle d'incidence augmente, la probabilité qu'une facette ait l'orientation nécessaire pour renvoyer l'onde radar de manière spéculaire décroît, dans la mesure où l'inclinaison des vaguelettes est limitée ([12]). De plus, plus la surface marine est agitée par le vent, moins cette même probabilité est importante. Ceci permet aux radars altimétriques de mesurer le module du vecteur vent, comme indiqué au point 4.3.1.

Pour des angles d'incidence obliques ($>20^\circ$), [22] indique que les ondes radar sont rétrodiffusées par la surface marine selon la loi de Bragg. Selon [12], le phénomène de Bragg est prédominant pour des angles d'incidence compris entre 20° et 70° . La rétrodiffusion de Bragg (figure IV-2) consiste en un phénomène de résonance entre l'onde radar incidente et la surface marine. Pour illustrer ce phénomène, nous considérons une onde radar d'angle d'incidence supérieur à 30° rencontrant une houle monochromatique. La différence de marche entre deux ondes électromagnétiques atteignant deux crêtes successives de longueur d'onde L avec un angle d'incidence θ est : $L \sin \theta$. La différence de phase ϕ entre les deux rayons réfléchis est :

$$\Delta\phi = 2kHB = 2kL \sin \theta$$

avec k vecteur d'onde. Si les deux rayonnements sont en cohérence de phase, il y a résonance :

$$\Delta\phi = 2\pi \Rightarrow L = \frac{\lambda}{2 \sin \theta}$$

Notons que le mécanisme de Bragg agit comme un filtre. Ainsi, à une fréquence radar donnée, correspondra une fréquence donnée de la surface marine responsable de l'imagerie. Dans le cas des appareils permettant la mesure du vent par diffusométrie, le coefficient de rétrodiffusion dépend de la présence et de l'amplitude de vagues de capillarité-gravité à la surface marine ([12]). Ces vaguelettes ont une longueur d'onde de quelques centimètres et répondent quasi-instantanément aux bourrasques de vent local ([8], [12]). Ainsi, la valeur du coefficient de rétrodiffusion radar varie-t-elle en fonction du vent local. Ceci permet aux radars diffusométriques d'accéder à l'information sur le vent local comme indiqué au 4.3.2.

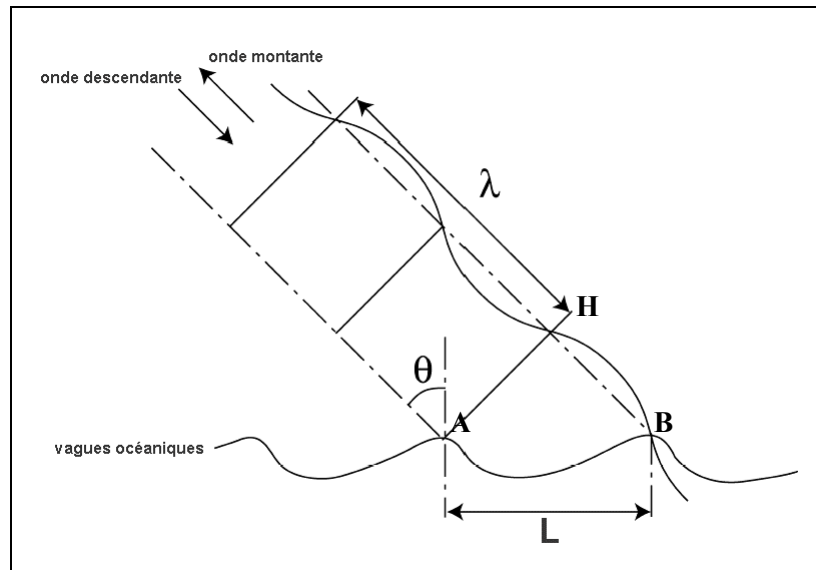


Figure IV-2 : illustration du phénomène de diffusion de Bragg, d'après [12]. A et B représentent le sommet de deux crêtes successives. L représente la distance entre A et B. H est la projection de A sur le vecteur d'onde incident.

4.3. Capteurs actifs permettant la mesure du vent de manière opérationnelle à la surface de l'océan

Deux types de capteurs permettent la mesure du vent en mer par diffusométrie : les altimètres et les diffusomètres.

4.3.1. Altimétrie radar

4.3.1.1. Physique de la mesure

Les altimètres radar envoient une onde en direction de la surface marine à angle d'incidence nul. En d'autres termes, l'émission s'effectue au nadir du satellite. Ce capteur est conçu pour la mesure des échos réfléchis par la surface de l'océan et de la glace. Ce capteur permet la mesure de la hauteur des vagues, la vitesse du vent et le niveau de la mer, ce dernier point permettant l'étude des courants, marées et de déterminer le géoïde à l'échelle du globe ([1], [23]).

Le principe de la mesure est illustré par la figure IV-3 (selon [23]), en considérant une impulsion de durée τ . Les mesures d'altitude sont effectuées en mesurant le temps écoulé entre l'émission et la réception de l'impulsion émise (point C de la figure IV-3-C), connaissant l'altitude du capteur et la vitesse de parcours de l'onde. La hauteur significative des vagues est mesurée d'après la pente du flanc de montée de la forme d'onde de l'écho (pente entre A et B, figure IV-3-C). La vitesse du vent à la surface marine est déduite de la puissance du signal réfléchi (point B, figure IV-3-C).

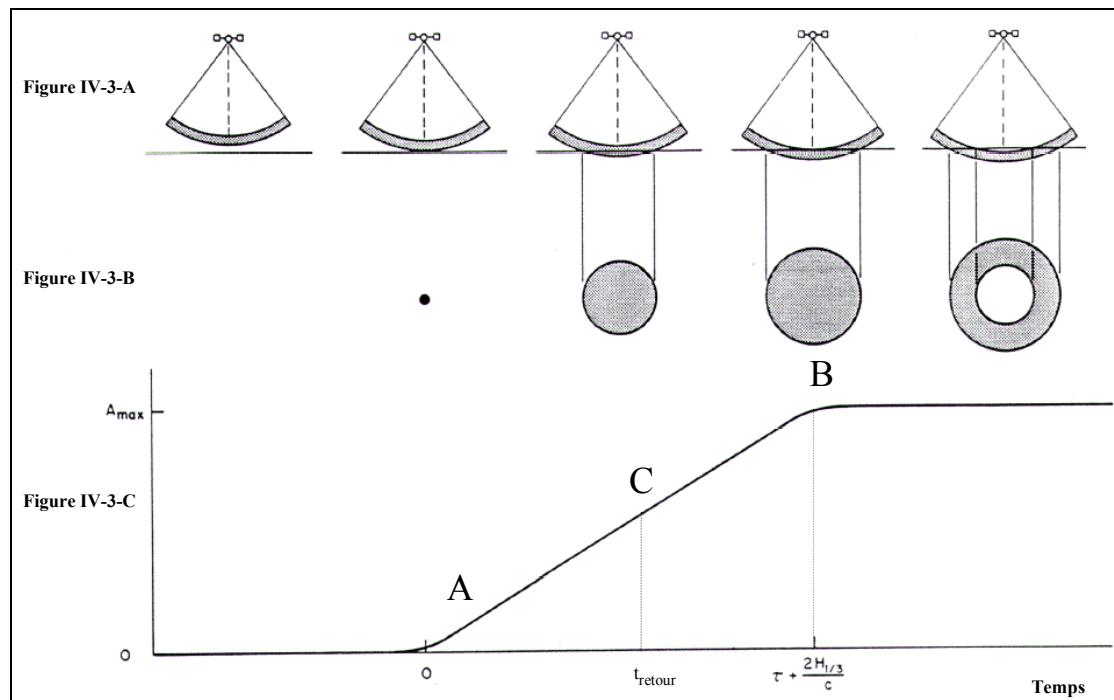


Figure IV-3 : illustration de l'évolution du signal altimétrique en fonction du temps. Figure IV-3-A : évolution de l'impact du cône d'onde émis par le capteur avec la surface marine. Figure IV-3-B : forme de cette onde à la surface, depuis un spot jusqu'à une couronne. Figure IV-3-C : évolution de la puissance du signal reçu par le capteur en fonction du temps. Selon [23].

Le processus d'obtention du module du vent est illustré par la figure IV-3-B. Lorsque l'onde est en configuration de couronne, la mesure effectuée ne se fait plus au nadir. Le signal obtenu correspond à un coefficient de rétrodiffusion. La valeur de ce coefficient est inversement proportionnelle à la densité de pente des vagues de vent ([24]), cette densité étant elle-même liée au vent local. Selon [1], de nombreuses tentatives ont été effectuées au cours des 25 dernières années pour relier la valeur de ce coefficient de rétrodiffusion à la vitesse du vent à 10 mètres d'altitude. Une revue des algorithmes existants est fournie par [25]. [1] et [26] indiquent que l'algorithme le plus utilisé à l'heure actuelle est celui décrit par [27] et [28]. [29] indique que cet algorithme n'est pas substantiellement différent des méthodes proposées par [30], [31] ou [32]. L'algorithme décrit par [28] fut développé pour l'altimètre à bord du satellite Geosat, mais fut étendu aux capteurs à bord des satellites ERS1, ERS2 et Topex/Poseidon. Il est bien défini pour des vitesses de vent situées entre 10 et 20 m/s. Sa précision est de l'ordre de 1,5 à 2 m/s, selon [26]. Cependant, [1] indique que peu de mesures inférieures à 10 m/s furent disponible lors de la conception de l'algorithme, entachant sa précision. Pour des vitesses de vent supérieures à 20 m/s, la précision de l'algorithme n'est pas connue car celui-ci est extrapolé à ces plages de vitesse.

4.3.1.2. Couverture spatiale

Tel qu'indiqué par [1], un altimètre donne des informations sur la vitesse du vent toutes les secondes. Dans la mesure où le satellite se déplace à une vitesse de l'ordre de 7 km/s, les mesures sont obtenues environ tous les 7 km (6,7 km, selon [26]) le long de la trace du satellite, pour une faible largeur de trace (voir tableau IV-1). Il y a donc une description fine de la variation du module de vecteur vent le long de cette trace. Il y a cependant une grande distance inter-traces où aucune donnée n'est disponible pendant une longue période.

Prenons l'exemple de ERS2. Selon [33], ce satellite suit une orbite héliosynchrone. Sa répétitivité (temps au bout duquel le satellite repasse au même endroit) est de 35 jours. Durant cette période, il parcourt 501 orbites. Son orbite étant héliosynchrone, l'on peut considérer qu'un tour de terre (environ

40000 km) est parcouru en 501 orbites. La distance inter-traces à l'équateur, à la fin d'un cycle, est donc de l'ordre de :

$$\frac{40000}{501} \cong 80 \text{ km}$$

Cependant, la distance inter-traces (entre deux orbites successives) réelle à l'équateur est de :

$$35 \times \frac{40000}{501} \cong 2800 \text{ km.}$$

Ainsi, au bout de 35 jours, l'altimètre aura effectué une mesure régulière, et sur toute la surface planétaire, de la vitesse du vent sur une grille d'un pas de 7 km en latitude et 80 km en longitude. Cependant, 2800 km séparent deux mesures consécutives de même latitude. La valeur de distance inter-traces longitudinale à la fin du cycle est fonction de la répétitivité du satellite. Elle est de l'ordre de (selon [1]) :

- 15 km pour Geosat, en son cycle de 168 jours,
- 180 km pour Seasat et Geosat pour un cycle de 17 jours,
- 300 km pour Topex/Poseidon avec un cycle de 10 jours,
- 900 km pour ERS1 et Geosat pour un cycle de 3 jours.

Ceci nous mène à des conclusions identiques à [1], qui affirme que la couverture spatiale d'un altimètre ne fournit pas assez d'informations pour mener une étude climatologique ne serait-ce qu'à échelle synoptique. Selon [1], seule une combinaison de satellites peut permettre une telle analyse, tel qu'évoqué par [34], [35] ou [36]. Les sources de données disponibles pour une telle synthèse sont recensées par le tableau IV-1. Cependant, au vu des caractéristiques des altimètres suivantes :

- mesures continues le long de la trace du satellite uniquement,
- distance inter-traces importante,
- indétermination de la direction du vent,

nous nous dirigerons dans un premier temps vers l'utilisation d'autres capteurs actifs pour l'établissement de nos cartes de paramètres de Weibull.

Satellite	Date de lancement	Altitude (km)	Largeur de trace au sol (km)
Skylab	1973	435	8
GEOS 3	1974	840	3.6
SeaSat	1978	800	1.7
Geosat	1985	800	1.7
ERS 1	1991	800	1.7
Topex / Poseidon	1992	1300	2.2
ERS 2	1995	800	1.7
Envisat	2002	800	1.7
Jason	2001	1300	?

Tableau IV-1 : historique et caractéristiques principales des altimètres, selon [37].

4.3.2. Diffusomètre

4.3.2.1. Physique de la mesure

D'après [13], le principe de mesure est l'envoi en direction radiale (ou *range*), c'est à dire perpendiculaire à la trajectoire du satellite, d'impulsions en faisant varier l'angle d'incidence. La fauchée est une superposition des coefficients de rétrodiffusion mesurés en direction radiale lors de la

progression du satellite. La résolution radiale au sol de ce capteur est liée à la durée de l'impulsion émise et est de la forme :

$$\delta y = \frac{c\tau}{2\sin\theta}$$

avec δy la distance entre deux points de mesure en direction radiale, c la vitesse de la lumière, τ la durée d'impulsion et θ l'angle d'incidence. La résolution azimutale (dans la direction de déplacement du satellite) est, elle, liée à la longueur de l'antenne de réception et est de la forme :

$$\delta x = \frac{\lambda}{L} r$$

avec δx la distance entre deux points de mesure en direction azimutale, λ la longueur d'onde, L la longueur d'antenne et r la distance au sol. Ainsi, plus l'antenne est grande, plus la résolution est importante.

Le principe de mesure du vent par diffusomètre se base sur le principe de rétrodiffusion de Bragg. En travaillant dans une bande de fréquence adaptée, et de par la loi de Bragg, les vaguelettes responsables de l'imagerie ont une longueur d'onde spatiale très courte (de l'ordre de la dizaine de centimètres). Ces vaguelettes sont dues à la friction du vent sur la surface marine ([38], [39], [40]). [41] nous indique que les paramètres géophysiques influant sur la valeur du coefficient de rétrodiffusion sont la vitesse du vent, tel qu'explicité précédemment, mais aussi sa direction. En effet, la répartition des valeurs de coefficient de rétrodiffusion est anisotrope en fonction de la direction du vent ([41], [42], [43], [44], [45]). A partir de ce constat, il est possible de déterminer conjointement la vitesse et la direction du vent en effectuant plusieurs mesures simultanées de rétrodiffusion d'un même point sous un angle variable. Les diffusomètres ont donc plusieurs antennes. [12] fait une synthèse fort didactique de l'histoire de la mesure du coefficient de rétrodiffusion par les diffusomètres, dont est tirée la figure IV-4 et dont nous citons quelques éléments ci-après, permettant de saisir les principes fondamentaux de la mesure du vent avec ce type de capteurs.

SASS vola en 1978 à bord du satellite de la NASA Seasat-A (figure IV-4-A). Il possédait quatre antennes, des deux côtés du satellite. Chaque couple d'antennes couvrait une zone, l'une à gauche et l'autre à droite de l'azimut du satellite. Pour chaque paire, une antenne pointait à 45° (faisceau antérieur), l'autre à 135° (faisceau postérieur) par rapport à l'azimut. Un point de la fauchée était mesuré d'abord par le faisceau antérieur, puis par le faisceau postérieur quelques minutes plus tard. A chaque point de la trace, deux mesures de coefficient de rétrodiffusion étaient effectuées avec une différence d'azimut de 90° . La figure IV-5, tirée de [12], illustre l'analyse de telles mesures. Dans la mesure où la relation entre la vitesse et la direction du vent pour une valeur de coefficient de rétrodiffusion donnée varie de façon sinusoïdale ([46], [47]), il y a quatre solutions possibles. Cette ambiguïté n'est pas sans poser de fortes limitations à l'utilisation des données de SASS. Une méthode fut mise en place par [48] pour traiter ce problème.

Afin d'éviter de telles complications, une antenne supplémentaire fut ajoutée au capteur NSCAT, qui vola à bord de ADEOS de 1996 à 1997. Ceci est illustré par la figure IV-4-B. La polarisation du faisceau issu de l'antenne médiane était à la fois horizontale (HH) et verticale (VV). Les antennes antérieures et postérieures travaillaient en polarisation verticale (VV). Comme le coefficient de rétrodiffusion obtenu en polarisation verticale n'a pas la même relation au vecteur vent que celui obtenu en polarisation horizontale, le changement de polarisation apportait une information complémentaire, particulièrement concernant la direction du vent. Quatre mesures de coefficients de rétrodiffusion étaient alors effectuées en un même point, permettant l'obtention d'un unique vecteur vent. Quikscat (figure IV-4-C) fut lancé en 1999, à bord de SeaWinds après la perte de ADEOS. Un second capteur du même type que Quikscat fut lancé à bord de ADEOS-II en 2002.

SeaWinds permet la mesure du vent en mer avec une forte répétitivité et résolution spatiale ([49]). Il s'agit d'un diffusomètre rotatif à incidence constante. Il utilise une antenne parabolique tournante en bande Ku (13.4 GHz). Elle est partagée temporellement par deux faisceaux faisant un angle de 40° et de 46° par rapport au nadir. Au vu de l'altitude du satellite (environ 800 km), la fauchée est de 1414 km, pour le premier faisceau et de 1800 km pour le second. La polarisation est horizontale pour le faisceau intérieur et verticale pour le faisceau extérieur.

Ces trois capteurs, SASS, NSCAT et Quikscat travaillent en bande Ku (14,6 GHz). [12] signale que les mesures effectuées à ces bandes de fréquences sont très sensibles à la présence de pluie sur la surface marine. Pour cette raison, l'Agence Spatiale Européenne s'est tournée vers l'utilisation de capteurs fonctionnant en bande C (5,3 GHz). Le premier satellite porteur d'un tel capteur (ERS-1) fut lancé en 1991. Un second satellite (ERS-2) suivit en 1995. Ces capteurs ont trois antennes (figure IV-4-D) et mesurent en un même point trois coefficients de rétrodiffusion. [12] indique que cela mène à l'obtention de deux vecteurs vents opposés. Une méthode de levée d'ambiguïtés est alors nécessaire ([50]). Selon [12], une des limitations de ce capteur est sa couverture. En effet, celui-ci n'effectue sa mesure que d'un côté de la direction de propagation, de plus la carte d'acquisition du satellite est partagée avec un autre capteur et fonctionne donc par intermittence.

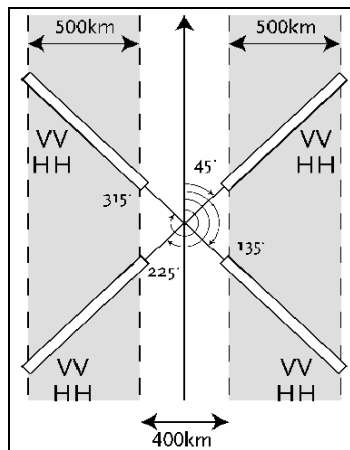


Figure IV-4-A

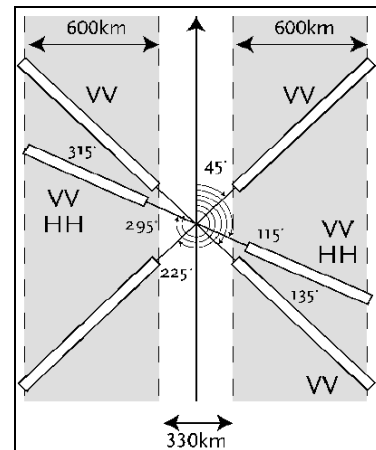


Figure IV-4-B

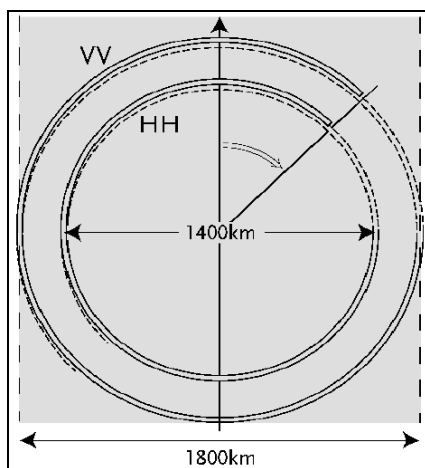


Figure IV-4-C

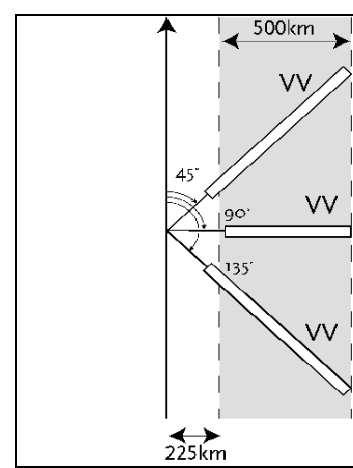


Figure IV-4-D

Figure IV-4 : d'après [12]. Principe de mesure des diffusomètres SASS (figure IV-4-A), NSCAT (figure IV-4-B), SeaWinds (figure IV-4-C), SCAT (figure IV-4-D). Les zones grisées représentent les zones de mesure du satellite au sol. La flèche représente l'azimut du satellite. Le diffusomètre à bord de ERS n'effectue de mesures que sur sa droite, ayant alors une couverture spatiale inférieure à celle des autres diffusomètres. Les notations VV et HH indiquent la polarisation du faisceau radar, respectivement en émission et réception verticale (VV) et horizontale (HH).

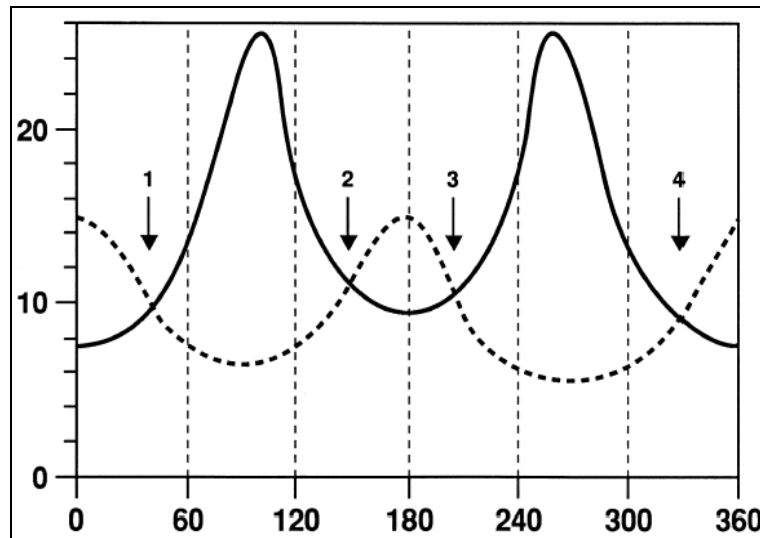


Figure IV-5 : d'après [12]. Pour une valeur de coefficient de rétrodiffusion donnée : variation de la vitesse du vent (m/s) en fonction de la direction du vent (en degrés, de 0 à 360° par rapport à l'azimut pour les antennes antérieures (trait plein) et postérieures (trait pointillé) de SASS. Les flèches indiquent les quatre solutions de couples vitesse/direction possibles.

4.3.2.2. Algorithmes permettant l'obtention du vecteur vent

A partir des mesures de coefficients de rétrodiffusion mesurés, des algorithmes empiriques (succinctement décrits ci-après) permettent d'obtenir l'information sur la vitesse et la direction du vent. Ces méthodes empiriques sont rendues nécessaires par la complexité des relations mises en jeu entre la valeur du coefficient de rétrodiffusion et les paramètres géophysiques impliqués. [51] indique qu'en plus de la vitesse et de la direction du vent, la température de surface, la variabilité du vent à l'intérieur de la cellule mesurée, la présence de glace, interviennent.

Ces algorithmes mettent en relation la valeur du coefficient de rétrodiffusion avec la vitesse et la direction du vent ainsi que l'angle d'incidence de l'onde radar à la surface marine. Selon [26] et [52], l'étalonnage de ces algorithmes fut effectué à partir de données du réseau météorologique à 10 mètres d'altitude. Ainsi, ces modèles fournissent le vecteur vent à 10 mètres d'altitude. Ces modèles sont :

4.3.2.2.1. En bande Ku pour ADEOS et QuickScat

Selon [53], lors de la campagne de validation du capteur NSCAT, l'algorithme mis en place se nommait SASS-II. A l'issue de cette campagne, le choix se tourna vers l'utilisation de l'algorithme de [54], appelé NSCAT1. Celui-ci permet l'obtention du vecteur vent à 10 mètres d'altitude avec une résolution spatiale de 50 km. La précision est de 2 m/s sur la vitesse du vent et 20° en direction. La plage d'utilisation de ce capteur est de 3 à 30 m/s. En 1997, cet algorithme fut amélioré pour corriger la tendance de NSCAT1 à sous estimer les basses vitesses de vent et surestimer les hautes vitesses de vent, donnant lieu à NSCAT2. L'algorithme permettant l'obtention du vent à partir des données SeaWinds est décrit par [41]. Ses caractéristiques sont similaires à celles de NSCAT et seules les modifications nécessaires à la prise en compte de la géométrie particulière de l'instrument furent considérées. SeaWinds mesure le vecteur vent sur une fauchée de 1400 km, avec une résolution spatiale de 25 km.

4.3.2.2.2. En bande C pour ERS1 et ERS2

Les produits des satellites ERS sont distribués par plusieurs opérateurs (*Processing and Archiving Facility, PAF*). Selon [43], l'Agence Spatiale Européenne (ESA) et l'I-PAF (section italienne) utilisent le même algorithme, CMOD4, développé par [42]. La section française utilise l'algorithme CMOD-ifr,

développé par [55] et [56]. La différence principale entre ces deux algorithmes, tous deux basés sur les travaux de [57], est que CMOD4 fut étalonné sur la base de données de vent ECMWF (*European Centre for Medium-range Weather Forecast*) ([50]), tandis que CMOD_ifr2 le fut sur la base de données du réseau de bouées de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) ([35]).

Leurs performances sont relativement similaires. Selon [52], la plage d'utilisation de CMOD4 est de 4 à 18 m/s qui extrapole cependant ce domaine d'utilisation jusqu'à 22 m/s. [58] signale que CMOD4 est bien défini pour la plage 5-15 m/s mais a tendance à surestimer les valeurs de vitesses de vent supérieures à ce seuil. [26] indique que la plage d'utilisation de CMOD_ifr est de 3,5 à 20 m/s. [45] nous indique que la comparaison entre le modèle CMOD_ifr et les bouées de la NOAA montre une précision des mesures de 1,2 m/s pour la vitesse du vent et 15° en direction (erreur RMS). De même, [34] fait état de 1,2 m/s et 14°, tandis que [59] indique 2 m/s pour la vitesse et 20° pour la direction. Pour CMOD4, [52] fait état d'une précision en vitesse de 1,6 m/s, sans évoquer l'incertitude sur la direction. Cependant, [43] fait état de 2 m/s et 20° et [39] de 1,5 m/s et 24°.

4.3.2.3. Apport de ces capteurs à notre problématique

Plusieurs paramètres sont à prendre en compte dans notre cas précis. Nous cherchons en effet à utiliser ces capteurs pour l'obtention de cartes de paramètres de Weibull. Or, les mesures diffusométriques introduisent des problématiques supplémentaires. Celles-ci furent recensées par [60]. Ce sont :

- la dépendance au vent mesuré,
- la troncature des distributions de vent,
- l'échantillonnage des données,
- la résolution et la répartition spatiale des données.

Nous répondons ici à chacun de ces points :

4.3.2.3.1 Dépendance au vent mesuré

Le vent est mesuré par les diffusomètres à partir de la densité de vaguelettes de Bragg, d'une longueur d'onde de quelques centimètres. Nos valeurs de paramètres de Weibull étant déterminées à partir de données moyennées sur 10 minutes, la nature du vent mesuré est différente. Selon [60], les vaguelettes de Bragg sont situées dans la partie du spectre des vagues qui répond de manière quasi instantanée au vent local (< 1 minute). Cependant, selon [60], ceci n'a pas d'influence notable sur la valeur des paramètres de Weibull du site, ni sur l'évaluation de la densité d'énergie disponible (0,01 % d'erreur pour leur exemple).

4.3.2.3.2 Troncature des distributions de vent

Les méthodes permettant l'obtention de la vitesse du vent à partir de la valeur du coefficient de rétrodiffusion sont, comme nous l'avons indiqué, définies pour des plages de vitesses de vent restreintes. Ces plages de vitesse sont de 3 à 30 m/s pour les mesures NSCAT et SeaWinds, et de 4 à 22 m/s pour les mesures ERS. Selon [60], ceci a un impact sur la détermination de la valeur de nos paramètres de Weibull. Cet impact consisterait en une surestimation du paramètre A de Weibull et une sous-estimation du paramètre k . Cependant, s'il est qualifié, cet impact n'est pas quantifié par [60]. A ce titre, tout comme au chapitre III, nous évaluons pour chacune de nos stations météorologiques l'impact de la troncature des mesures de vitesses de vent sur la détermination de la valeur de nos paramètres de Weibull et la densité d'énergie associée et proposons une solution.

- Cas de troncature inférieure :

Pour chacune des stations météorologiques dont nous disposons, nous calculons les paramètres de Weibull pour différentes valeurs de troncature inférieures, variant de 0 à 10 m/s. Pour chacune des

valeurs de troncature, les valeurs de vitesse de vent situées sous ce seuil sont supprimées de la série de donnée et assimilées à des valeurs de vent nulles. Comme spécifié au chapitre III, ces valeurs ne sont alors pas prises en compte pour la détermination des paramètres de Weibull de la série de données restante.

Les résultats sont présentés par les figures IV-6 pour la variation du paramètre A de Weibull et figure IV-7 pour la variation du paramètre k de Weibull. Dans notre cas, la troncature de la distribution des vitesses de vent nous amène à surestimer les deux paramètres de Weibull, contrairement à [60]. Pour une valeur de seuil inférieur ou égal à 4 m/s, les valeurs d'erreurs sur les paramètres de Weibull calculés et sur la densité d'énergie associée sont présentées tableau IV-2. L'erreur sur la détermination du paramètre A de Weibull varie de 2,17 à 3,02 m/s, l'erreur sur la détermination du paramètre k de Weibull varie de 0,86 à 1,85. L'erreur sur l'évaluation de la densité moyenne de puissance varie parallèlement de 42 % à 201 %. Ce phénomène est donc extrêmement influent et doit être pris en compte. Nous proposons donc ensuite une méthodologie de prise en compte de ce paramètre.

- Cas de troncature supérieure :

Le protocole est identique à celui décrit au paragraphe précédent. Dans ce cas, les données sont tronquées pour des valeurs de vitesses de vent comprises entre 22 m/s et 30 m/s. Les résultats sont présentés par les figures IV-8 pour la variation du paramètre A de Weibull et figure IV-9 pour la variation du paramètre k de Weibull. Dans ce cas, les variations sont très faibles. Pour une valeur de seuil supérieur ou égal à 22 m/s, les valeurs d'erreurs sur les paramètres de Weibull calculés et sur la densité d'énergie associée sont présentées tableau IV-3. L'erreur sur la détermination du paramètre A de Weibull varie de 0 à 0,06 m/s, l'erreur sur la détermination du paramètre k de Weibull varie de 0 à 0,03. L'erreur sur l'évaluation de la densité moyenne de puissance varie parallèlement de 0 % à 4 %. Ce phénomène est donc marginal et ne sera pas pris en compte.

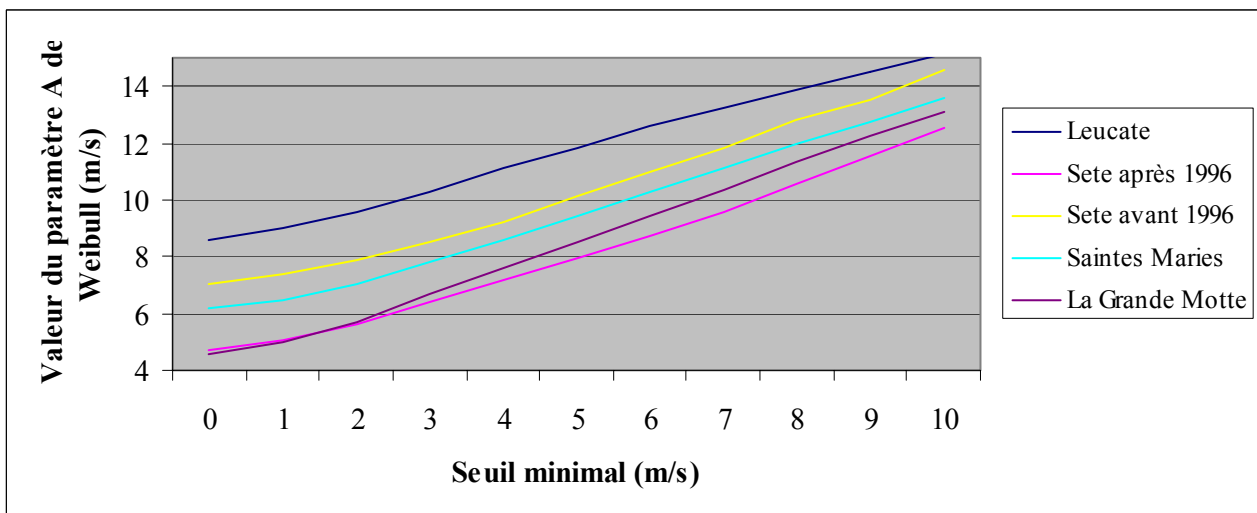


Figure IV-6 : variation de la valeur du paramètre A de Weibull en fonction du seuil minimal de mesure des vitesses de vent, variant de 0 à 10 m/s, pour chacune des stations météorologiques.

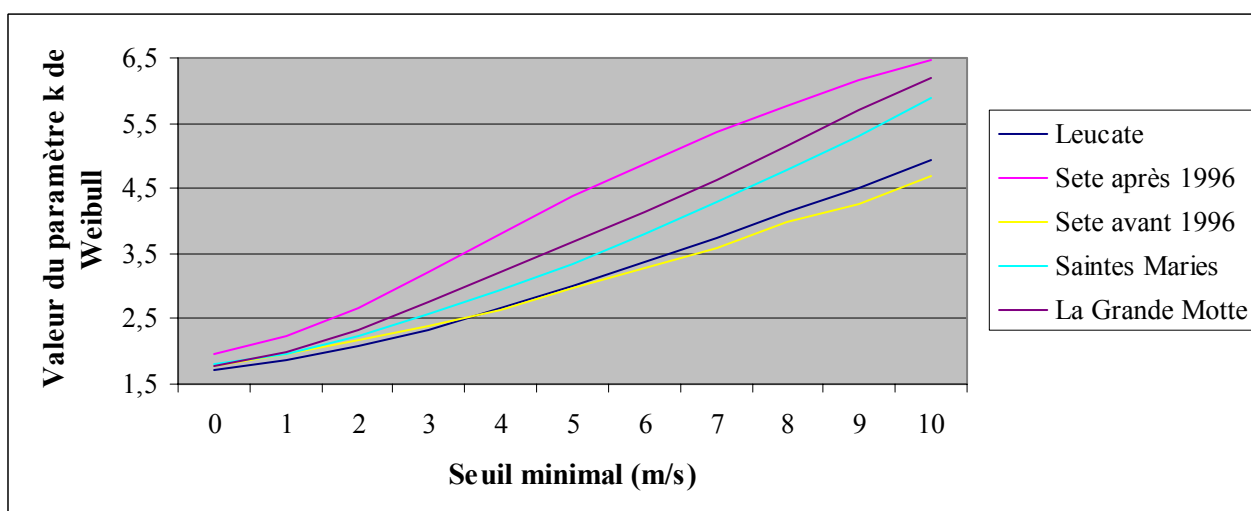


Figure IV-7 : variation de la valeur du paramètre k de Weibull en fonction du seuil minimal de mesure des vitesses de vent, variant de 0 à 10 m/s, pour chacune des stations météorologiques.

Station	Erreur sur la détermination du paramètre A de Weibull (m/s)	Erreur sur la détermination du paramètre k de Weibull	Erreur sur l'estimation de la densité moyenne de puissance (W/m^2)	Erreur sur l'estimation de la densité moyenne de puissance (%)
Leucate	2,48	0,95	261	42
Sète avant 1996	2,17	0,86	186	57
Sète après 1996	2,48	1,85	124	144
La Grande Motte	3,02	1,45	175	201
Saintes Maries	2,42	1,12	180	85

Tableau IV-2 : le seuil minimal de mesure des vitesses de vent est fixé à 4m/s. Erreurs sur la détermination des valeurs des paramètres A et k de Weibull ainsi que sur l'évaluation de la valeur de la densité moyenne de puissance pour les sites de Leucate, Sète (avant et après 1996), la grande Motte et les Saintes Maries.

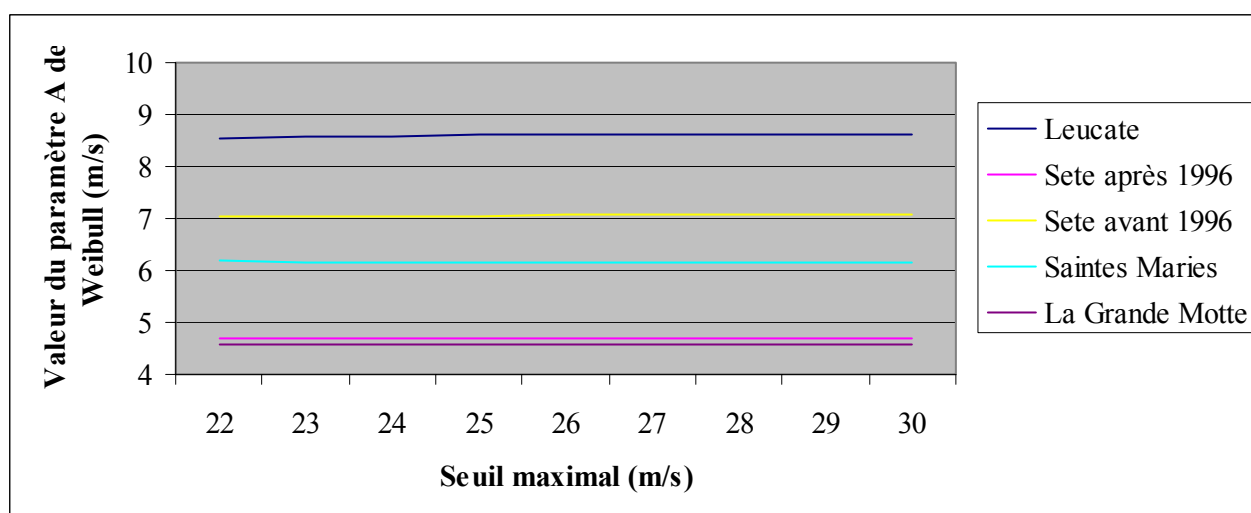


Figure IV-8 : variation de la valeur du paramètre A de Weibull en fonction du seuil maximal de mesure des vitesses de vent, variant de 22 à 30 m/s, pour chacune des stations météorologiques.

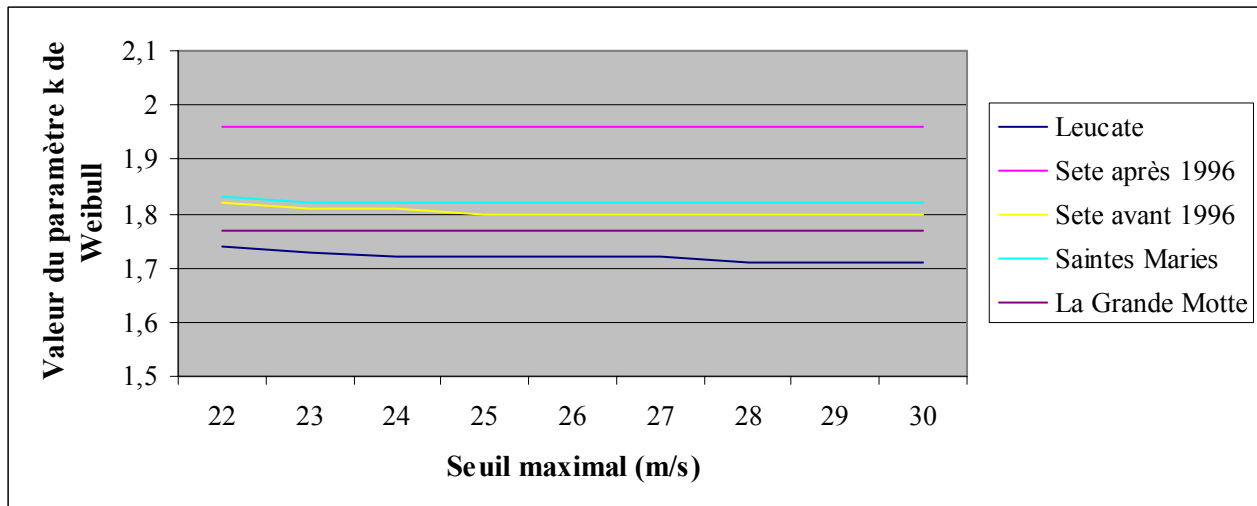


Figure IV-9 : variation de la valeur du paramètre k de Weibull en fonction du seuil maximal de mesure des vitesses de vent, variant de 22 à 30 m/s, pour chacune des stations météorologiques.

Station	Erreur sur la détermination du paramètre A de Weibull (m/s)	Erreur sur la détermination du paramètre k de Weibull	Erreur sur l'estimation de la densité moyenne de puissance (W/m^2)	Erreur sur l'estimation de la densité moyenne de puissance (%)
Leucate	0,06	0,03	26	4
Sète avant 1996	0,03	0,03	12	4
Sète après 1996	0,00	0,00	0	0
La Grande Motte	0,00	0,00	0	0
Saintes Maries	0,00	0,01	1	0

Tableau IV-3 : le seuil maximal de mesure des vitesses de vent est fixé à 22 m/s. Erreurs sur la détermination des valeurs des paramètres A et k de Weibull ainsi que sur l'évaluation de la valeur de la densité moyenne de puissance pour les sites de Leucate, Sète (avant et après 1996), la grande Motte et les Saintes Maries.

- Méthodologie de prise en compte de la valeur de troncature inférieure :

Ce point n'a à ce jour pas été évalué dans la bibliographie. D'après nos analyses, il n'y a pas de solution théorique simple à ce problème. Nous avons cependant calculé, pour chacune des stations, la valeur des coefficients de corrélation entre :

- A et k ,
- A et la somme des valeurs de fréquences supprimées de la fonction de densité de probabilité des vitesses de vent du fait du seuillage,
- k et la somme des valeurs de fréquences supprimées de la fonction de densité de probabilité des vitesses de vent du fait du seuillage.

Dans ces trois cas, la valeur du coefficient de corrélation est supérieure à 0,99. Ceci indique un lien fort entre la valeur des fréquences supprimées de la fonction de densité de probabilité des vitesses de vent du fait du seuillage et les variations des paramètres de Weibull A et k .

Afin de résoudre partiellement ce problème, nous proposons une première approche simplifiée. Celle-ci est basée sur les résultats dont nous disposons au niveau du golfe du Lion. Nous émettons l'hypothèse que les valeurs des coefficients A et k calculés évoluent de façon linéaire en fonction de la valeur du seuil de troncature inférieure, tel qu'illustré par les figures IV-6 et IV-7. Dans ce cadre, la

relation entre les paramètres de Weibull de la distribution tronquée A_{tronq} et k_{tronq} et les valeurs de seuil sont de la forme :

$$A_{tronq} = a1 \text{ seuil} + b1$$

$$k_{tronq} = a2 \text{ seuil} + b2$$

où $a1$, $b1$ et $a2$, $b2$ sont les paramètres de la relation linéaire. Dans la mesure où la valeur du paramètre de Weibull pour un seuil de troncature nul est égale à la valeur recherchée :

$$\begin{aligned} b1 &= A \text{ et } b2 = k \text{ alors :} \\ A &= A_{tronq} - a1 \text{ seuil} \\ k &= k_{tronq} - a2 \text{ seuil} \end{aligned}$$

Notre inconnue est donc dans chaque cas la valeur du coefficient directeur de la caractéristique. Nous proposons un exemple de détermination des coefficients $a1$ et $a2$ pour notre exemple. Afin de nous affranchir de la notion de localisation, nous calculons les coefficients directeurs moyens des caractéristiques présentées par les figures IV-6 et IV-7. Ceci constitue une première approche simplifiée. Nous trouvons les coefficients moyens pour le golfe du Lion à partir des données dont nous disposons :

$$a1 = 0,756$$

$$a2 = 0,317$$

Afin d'évaluer l'apport de cette démarche à notre problématique, nous présentons un exemple d'application. Nous calculons à partir des valeurs de A_{tronq} et k_{tronq} obtenues pour un seuil de 4 m/s, les valeurs estimées des coefficients A et k de Weibull. Les résultats sont consignés tableau IV-4. L'erreur sur la détermination du paramètre A de Weibull varie de 0 à 0,85 m/s, l'erreur sur la détermination du paramètre k de Weibull varie de 0 à 0,93. L'erreur sur l'évaluation de la densité moyenne de puissance varie parallèlement de 0 % à 48 %. Dans ce cadre, l'erreur sur l'évaluation de la densité moyenne de puissance est considérablement réduite (voir tableaux IV-2 et IV-4).

- Conclusion :

Nous estimons que, même s'il n'a pour l'instant pas été pris en compte dans la bibliographie, ce problème peut être résolu, comme nous l'avons montré en proposant une première approche simple. Cette première méthodologie, basée sur les données en notre possession au niveau du golfe du Lion, permet de réduire considérablement le taux d'erreur effectué. Le problème de la troncature inférieure des distributions de vent n'est donc pas une limitation à l'utilisation des mesures diffusométriques pour l'évaluation du potentiel éolien offshore, mais doit être pris en compte.

Station	Erreur sur la détermination du paramètre A de Weibull (m/s)	Erreur sur la détermination du paramètre k de Weibull	Erreur sur l'estimation de la densité moyenne de puissance (W/m^2)	Erreur sur l'estimation de la densité moyenne de puissance (%)
Leucate	0,04	0,00	0	0
Sète avant 1996	0,85	0,09	90	30
Sète après 1996	0,75	0,90	42	48
La Grande Motte	0,00	0,93	25	30
Saintes Maries	0,61	0,16	71	33

Tableau IV-4 : le seuil minimal de mesure des vitesses de vent est fixé à 4 m/s. Erreurs sur la détermination des valeurs des paramètres A et k de Weibull ainsi que sur l'évaluation de la valeur de la densité moyenne de puissance pour les sites de Leucate, Sète (avant et après 1996), la grande Motte et les Saintes Maries à partir des valeurs de A_{tronq} et k_{tronq} calculées.

4.3.2.3.3. Echantillonnage des données

Nous devons évaluer le nombre de mesures de vent disponibles à partir des capteurs diffusométriques et leur adéquation avec notre problème. Selon [61] et ce que nous avons décrit précédemment, ne sont opérationnels depuis 1999 que ERS2 et QuickScat. ERS2 orbite avec un cycle de 35 jours de 501 orbites par cycle, soient 101 mn par orbite. La largeur de fauchée du diffusomètre de ERS2 est de 500 km. QuickScat orbite avec un cycle de 4 jours de 57 orbites par cycle soit 101 mn par orbite. La largeur de fauchée du diffusomètre SeaWinds est de 1400 km.

- Cas de ERS2 :

Nous prenons comme référence un point (A) sur l'équateur. Comme vu précédemment, ERS2 parcourt 2800 km le long de l'équateur entre deux orbites. Théoriquement, la répétitivité de ERS2 étant de 35 jours, nous devrions mesurer un vecteur vent en un même endroit tous les 35 jours. Cependant, la largeur de fauchée du diffusomètre de ERS2 est de 500 km, il va alors parfois y avoir recouvrement des orbites au point A. Ce recouvrement peut se calculer en considérant à chaque intersection de l'orbite du satellite avec l'équateur la distance parcourue entre le point A et le point d'intersection le long de l'équateur. A cette distance, l'on soustrait la distance parcourue pendant un nombre entier de tours de Terre. Si le reste est inférieur à 500 km, il y a recouvrement des orbites.

Nous effectuons le calcul et trouvons qu'il y a recouvrement des orbites aux orbites n° 0, 43, 100, 143, 200, 243, 300, 343, 400, 443, 500. Ainsi, en une même zone, 11 mesures de vent sont disponibles à l'équateur sur un laps de temps de 35 jours, soit une répétitivité moyenne maximale de 76 heures. La distance inter-traces s'amenuisant avec l'augmentation de la latitude, ce nombre de mesures peut être plus important. Cependant, le diffusomètre ERS partageant la carte d'acquisition avec un autre capteur, certaines mesures ne seront pas effectuées. Ainsi, selon [43], le nombre moyen mensuel de mesures de vent au niveau du golfe du Lion serait situé entre 8 et 12 pour ERS1 dans son cycle à 35 jours, soit une répétitivité moyenne maximale de 70 à 105 heures. Ce pas d'échantillonnage est insuffisant pour notre problématique. ERS2 ne saurait donc être utilisé seul.

- Cas de QuickScat :

Nous effectuons le même calcul pour le capteur SeaWinds. De même que pour ERS2, SeaWinds parcourt 2800 km le long de l'équateur entre 2 orbites. Sa fauchée minimale étant de 1400 km, il y aura donc recouvrement pour les orbites 0, 29, 43 et 57. Soient 4 mesures en 4 jours, et une répétitivité moyenne maximale de 24 h. SeaWinds est cependant réputé pour couvrir la surface planétaire en l'espace de 2 jours.

Les calculs précédents sont valables à l'équateur. Notons que le recouvrement des orbites augmente avec la latitude. Les estimations précédentes sont donc des configurations minimales et constituent donc des cas défavorables. Même dans ce cas, si nous utilisons conjointement les données ERS2 et SeaWinds, nous disposons au minimum de l'équivalent de 8 mesures ERS2 et 17 mesures SeaWinds, soient 25 mesures sur 35 jours, équivalent à un pas d'échantillonnage moyen de 33 heures. Si nous en référons au chapitre III, figure III-3, ceci implique une erreur sur la détermination de nos paramètres de Weibull de l'ordre de 0,05 m/s pour le paramètre A et 0,02 pour le paramètre k . Ainsi, une utilisation conjointe de ERS2 et QuickScat permet de répondre à notre problématique en terme d'échantillonnage temporel, même dans ces configurations minimales. La comparaison entre les valeurs de vent mesurées par SeaWinds et ERS2 ont été effectuées par [61], qui montre que les mesures effectuées par ces deux satellites sont similaires, à 0,37 m/s près.

Notons que la série de données est d'une longueur limitée, ne débutant qu'en 1999. Nous avons donc à prendre en compte les archives de données de ERS1 (1991-1999) et NSCAT (1996-1997). Notons qu'entre 1995 et 1998, ERS1 et ERS2 volèrent en mode tandem à 30 minutes d'intervalle l'un de l'autre.

La prise en compte de l'ensemble des données disponibles couvre la période de 1991 à nos jours avec les phases suivantes :

- ERS1 seul de 1991 à 1995,
- ERS1 et ERS2 de 1995 à 1996 en mode tandem,
- ERS1 et ERS2 en mode tandem, et NSCAT de 1996 à 1997,
- ERS1 et ERS2 en mode tandem de 1997 à 1998,
- ERS1 et ERS2 de 1998 à 1999,
- ERS2 et SeaWinds depuis 1999.

Depuis 1995, nous disposons donc en chaque point d'archives avec un pas d'échantillonnage moyen de l'ordre de :

- 52 heures de 1995 à 1996 (2 séries de 8 mesures ERS en 35 jours),
- 25 heures de 1996 à 1997 (2 séries de 8 mesures ERS et 17 mesures NSCAT en 35 jours),
- 52 heures de 1997 à 1999 (2 séries de 8 mesures ERS en un point en 35 jours),
- 33 heures de 1999 à nos jours.

Notre pas d'échantillonnage moyen maximal de 1991 à nos jours est de l'ordre de 50 heures. Ceci implique une erreur sur la détermination des paramètres de Weibull du site de l'ordre de 0,05 m/s sur la valeur du paramètre A de Weibull et 0,04 sur la détermination du paramètre k de Weibull (figure III-3). Ceci est donc adapté à notre problématique, sous réserve de considérer que les paramètres de Weibull d'un site ne pourront être déterminés avec une précision supérieure au dixième, tel qu'effectué par [3].

4.3.2.3.4. Répartition spatiale des données

Comme nous l'indique [46], les données diffusométriques sont situées au large des côtes. En effet, en approchant des côtes, le signal est peu à peu pollué par les mesures effectuées par le second lobe d'émission de l'antenne radar. Ceci est dû à la forte différence de la valeur de rétrodiffusion entre la terre et la mer. Ainsi, les mesures effectuées par les diffusomètres ne seront-elles pas disponibles en zone côtière, lieu privilégié d'implantation des parcs éoliens offshore (chapitre I). Le diffusomètre à bord des satellites ERS1 et ERS2 mesure un vecteur vent sur une empreinte de 50 km, deux vecteurs étant espacés de 25 km. SeaWinds mesure, lui, le vent avec une résolution spatiale de 25 km. Ainsi, l'information sur le vent dont nous disposons ne s'applique qu'au large et non pas sur notre zone d'intérêt. De plus, notre but est l'obtention de cartes de paramètres de Weibull avec une résolution spatiale de l'ordre du kilomètre, ce que ne permettent pas de faire ces capteurs.

4.3.2.3.5. Conclusion

Les capteurs diffusométriques sont bien adaptés à notre problématique en matière de nature du vent mesuré, plages de vent mesurées et échantillonnage temporel des données. Cependant, ni leur répartition ni leur résolution spatiale ne permettent de répondre directement à notre problème. Nous devons alors nous tourner vers l'utilisation de capteurs plus spécifiques pour approcher nos spécifications en matière de pas d'échantillonnage spatial. Nous reviendrons cependant plus loin sur l'utilisation possible des données diffusométriques.

4.4. Le radar à ouverture synthétique pour la mesure du vent en zone côtière

4.4.1. Principe de fonctionnement

Le radar à ouverture synthétique (ROS ou SAR *Synthetic Aperture Radar* en terminologie anglaise) est un radar imageur. Il combine la mesure de l'intensité de l'écho radar retourné par la surface, comme le fait un radar à ouverture réelle du type diffusomètre, avec l'analyse de la phase du signal. Il mesure alors un coefficient de rétrodiffusion à haute résolution spatiale.

L'instrument parcourt son orbite en émettant une série d'impulsions en direction radiale ou *range* (perpendiculaire au déplacement). Les principes de localisation de l'écho radar sur la fauchée sont différents entre la direction radiale et la direction azimutale.

En direction radiale, la mesure du temps écoulé entre l'émission et la réception du signal permet la différenciation de la localisation des points de mesure. La fauchée est alors divisée en cases en fonction de la distance au satellite. Tout comme pour le diffusomètre, la résolution radiale s'exprime :

$$\delta y = \frac{c \tau}{2 \sin \theta}$$

avec δy la distance entre deux points de mesure en direction radiale, c la vitesse de la lumière, τ la durée d'impulsion et θ l'angle d'incidence.

En direction azimutale, la résolution d'un radar à ouverture réelle, tel qu'un diffusomètre, est proportionnelle à la longueur de son antenne (voir 4.3.). Dans le cas du ROS, une antenne très longue est synthétisée par l'analyse de l'histoire Doppler des points mesurés. Ceci constitue la synthèse d'ouverture. Le principe de l'ouverture synthétique est décrit figure IV-10. Dans ce cas, la résolution azimutale du ROS est de la forme :

$$\delta x \approx \frac{L}{2}$$

avec δx la distance entre deux points de mesure en direction azimutale, et L la longueur d'antenne. La résolution des ces instruments est, comme nous le verrons, de quelques dizaines de mètres.

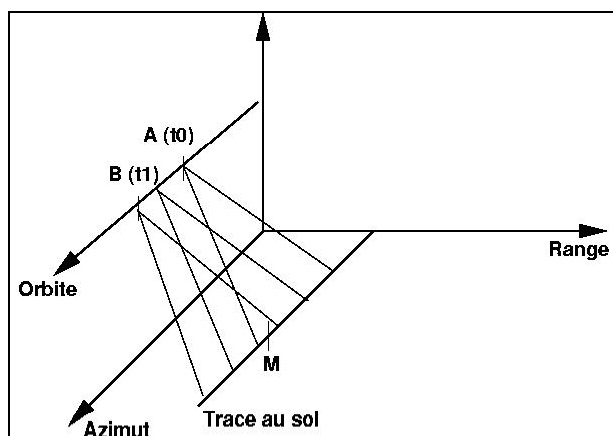


Figure IV-10 : la synthèse d'ouverture consiste en un filtrage du signal reçu entre t_0 et t_1 afin de n'étudier que le signal relatif à M. La distance entre M et le satellite variant en fonction du temps, M a une histoire Doppler propre permettant de le discriminer. Au final, tout se passe comme si M était observé par une antenne de longueur AB.

4.4.2. Imagerie de la surface marine par les ROS

Tout comme les radars diffusométriques, les ROS vont travailler à des angles d'incidence supérieurs à 20°. Le coefficient de rétrodiffusion mesuré en mer dépend de la densité de vaguelettes de Bragg, tel que défini au paragraphe 4.2. Ces vaguelettes ont une longueur d'onde de quelques centimètres. L'orientation, l'énergie et la direction de déplacement de ces vaguelettes sont modulées par les longues vagues. De plus, la discrimination de l'écho radar se fait en domaine temporel pour la direction radiale et dans le domaine fréquentiel pour la direction azimutale. Ces principes particuliers d'imagerie impliquent des phénomènes imagés particuliers aux ROS sur la surface marine.

4.4.2.1. Imagerie d'interactions vagues capillaires / vagues longues propres à tous les radars

Deux effets, communs à tous les radars, existent. Il s'agit de l'effet d'orientation et des interactions hydrodynamiques. Ces phénomènes permettent aux radars d'imager les phénomènes de grandes longueurs d'onde, tels que la houle.

4.4.2.1.1. Effet d'orientation (*tilt*)

C'est un mécanisme purement géométrique venant du fait que les vaguelettes résonnantes de Bragg sont perçues différemment par le capteur selon la position qu'elles occupent le long du profil des longues vagues. Le coefficient de rétrodiffusion est alors modulé par les longues vagues *via* la variation locale de l'angle d'incidence et la variation des longueurs d'ondes vues par l'instrument.

En direction radiale, les ROS fonctionnent selon le principe des radars à ouverture réelle. Ce mécanisme permet la détection des phénomènes de grandes longueurs d'onde par imagerie ROS en direction radiale.

4.4.2.1.2. Interactions hydrodynamiques

Ce mécanisme résulte des interactions entre longues vagues et vagues de Bragg, modifiant la distribution des vagues de Bragg sur les longues vagues, cette distribution étant asymétrique. Le maximum d'énergie se concentrant sur l'avant de la vague, la densité de surface équivalente radar est plus importante pour des vagues venant vers le radar (*upwind*) que pour des vagues s'en éloignant (*downwind*). Ceci est responsable de l'anisotropie du coefficient de rétrodiffusion en fonction de la direction du vent.

4.4.2.2. Imagerie d'interactions vagues capillaires / vagues longues spécifiques aux ROS

Aux phénomènes communs à tous les radars s'ajoutent les phénomènes propres au ROS, du fait de ses processus d'imagerie particuliers.

4.4.2.2.1. Accumulation en distance (*range bunching*)

Ce phénomène s'applique en direction radiale. Dans cette direction, un point est situé par mesure du temps de parcours de l'onde. Les diffuseurs de Bragg étant portés par des vagues plus longues, leur élévation varie. Cette variation locale des élévations de la surface induit une erreur de positionnement du diffuseur proportionnelle à la hauteur du point observé par rapport à la hauteur moyenne.

4.4.2.2.2. Accumulation en vitesse (*velocity bunching*)

Cet effet est propre au radar ROS en direction azimutale. Dans cette direction le radar génère la synthèse d'ouverture par analyse de l'histoire Doppler du point. Or, ceci est valable dans le cas de l'observation d'une surface fixe. Le déplacement des diffuseurs à la surface de l'océan lors de l'imagerie induit un nouvel effet Doppler (si le vecteur vitesse des déplacements a une composante en

direction azimutale). Cet effet est essentiellement lié à la vitesse orbitale des longues vagues et crée un effet de superposition des facettes rétrodiffusantes. Cette superposition peut être constructive ou destructive : la forte cohérence spatiale et temporelle des grandes longueurs d'onde se traduira par un agencement constructif (rehaussement du niveau imagé), tandis que la contribution de vagues plus courtes induit une diminution de la cohérence avec la longueur d'onde, la distribution des déplacements devenant aléatoire. Dans ce dernier cas, ceci se traduit par un brouillage du signal à ces longueurs d'onde, équivalent à un filtrage passe-bas en azimut (appelé *cutoff* azimutal). [62] a étudié ce phénomène de filtrage et en a tiré une relation empirique entre la vitesse du vent et la longueur d'onde de coupure du spectre des images ROS par *velocity bunching* destructif. Il déduit un algorithme d'extraction de la vitesse du vent par imagerie ROS par analyse du spectre du signal.

4.4.2.3. Autres phénomènes imagés

4.4.2.3.1. Vagues de gravité

La stratification de l'atmosphère couplée à des cisaillements inter-couches peut amener à la formation de vagues de gravité internes (VGI) ([63]). Des stries se forment, perpendiculaires à la direction du vent ([64]). Les variations de vitesse de vent associées au phénomène VGI modulent la rugosité de la surface marine, produisant des stries dans l'image ROS, perpendiculaires à la direction du vent ([65], [66]). Les VGI sont souvent générées en zones côtières.

4.4.2.3.2. Stries de vent (*wind rows*)

Les vents peuvent provoquer des paires d'hélices tournant, l'une en sens direct, l'autre en sens indirect. Leur axe est lié à la direction globale du vent ([67]). Ces structures linéaires appelées tourbillons atmosphériques (*atmospheric roll vortices*), fronts organisés (*organized large eddies*), allées de vent (*wind rows*) ou stries de vent (*wind streaks*), sont la plupart du temps liées à des fronts froids venant des côtes arrivant sur une surface marine plus chaude. Les stries de vent sont observées en imagerie ROS. On observe un espacement entre les stries de 1 à 10 km. Ces stries de vent produisent sur l'image ROS des lignes très contrastées ([68]). De nombreux auteurs ont utilisé ces stries pour évaluer la direction du vent en mer par imagerie. Nous revenons sur ce point au paragraphe 4.4.3.

4.4.2.3.3. Méplats (*slicks*)

Le signal radar est lié à la densité de diffuseurs de Bragg à la surface. Plus cette densité est élevée, plus le signal est fort. Une image ROS est donc d'autant plus brillante qu'il y a de diffuseurs, et donc de vent. Il est ainsi possible de voir l'influence des effets d'abri en milieu côtier, apparaissant en sombre sur l'image. De même, les dépôts organiques en surface modifieront la densité des diffuseurs et apparaîtront sur l'image.

4.4.3. Etablissement de cartes de vent par ROS

De nombreux auteurs ont étudié la possibilité d'obtention de cartes de vent à haute résolution spatiale à partir des données ROS ([69], [70], [71], [72], [73], [74], [75], [76], [77], [78], [79], [80], [81], [82], [83], [84], [85], [86], [87], [88]). Pour cela, deux méthodes sont disponibles, l'une par application des modèles CMOD, l'autre par utilisation de la méthode décrite par [62]. Nous décrivons ci-après ces deux approches.

4.4.3.1. Application des modèles CMOD

Les modèles liant le coefficient de rétrodiffusion au vecteur vent et à l'angle d'incidence de l'onde de type CMOD ont été créés et validés pour des mesures diffusométriques (voir 4.3). Ces algorithmes permettent la mesure du vent en mer par des capteurs travaillant en bande C, ayant plusieurs antennes,

travaillant au large avec une résolution de plusieurs dizaines de kilomètres et en polarisation verticale. Les ROS n'ayant qu'une antenne, travaillant aussi bien au large qu'en zone côtière, à haute résolution spatiale, et pouvant travailler en polarisation horizontale, l'applicabilité des méthodes empiriques ne paraissait pas évidente. Par exemple, les modèles CMOD sont sensibles à la stabilité atmosphérique et la différence de température entre la mer et la CLA. Ces paramètres varient fortement entre la zone côtière, où les ROS sont opérationnels, et le large, zone d'opération des diffusomètres dont les mesures ont servi à l'étalonnage des modèles CMOD. De plus, le coefficient de rétrodiffusion des diffusomètres constitue une intégration des champs de vagues et de vent à large échelle, contrairement à celui mesuré par les ROS. Enfin, travailler en zones côtières implique une influence forte du *fetch* sur la maturité des champs de vagues imagés, ce qui n'a pu être pris en compte par un modèle hauturier empirique de type CMOD.

Pourtant, la bibliographie fait état de nombreux travaux sur ce thème, à partir de l'analyse des mesures effectuées par les capteurs ROS travaillant en bande C. Ils montrent la possibilité d'obtenir des cartes de vent avec une résolution inférieure au kilomètre et avec une précision égale, voire parfois meilleure que dans le cas des mesures par les diffusomètres.

Selon [73], [82], et [87], CMOD4 est applicable sur les données ROS et permet de fournir des cartes de vent avec une erreur RMS sur les vitesses de l'ordre de 1,2 à 1,8 m/s. [85] compare les résultats obtenus par l'application de CMOD4 et les compare aux sorties du modèle GESIMA. Il trouve une erreur RMS sur les vitesses de vent obtenues de 0,6 m/s et indique que les données ROS permettent de mieux décrire la variabilité du flux atmosphérique côtier que le modèle (voir chapitre II). [74] obtient des cartes de vitesses de vent à une résolution de 400 mètres à partir de l'application de CMOD-ifr à des données ERS2. [75] applique CMOD-ifr à des données ERS1 et montre que l'erreur RMS sur la détermination des vitesses de vent varie de 1,6 m/s pour des cartes de vent d'une résolution de 2 km, à 1,8 m/s pour une résolution de 200 mètres. [79] compare les performances de CMOD4 et CMOD-ifr sur des données ERS2 et montre que les modèles concordent, même si CMOD4 fournit des valeurs de vitesses de vent légèrement plus fiables que CMOD-ifr pour des vitesses inférieures à 4 m/s. [77], [80], [81], et [83] montrent quant à eux l'applicabilité de ces algorithmes sur les données du satellite Radarsat, travaillant en polarisation horizontale. Après ré-étalonnage des valeurs de coefficients de rétrodiffusion, permettant la mise en équivalence des mesures effectuées en polarisation horizontale avec leur équivalent en polarisation verticale, les performances des algorithmes sont conservées.

Ainsi, les modèles CMOD sont applicables aux données ROS et conservent leurs performances. Mais un point crucial permettant d'obtenir des cartes de vent à haute résolution spatiale à partir de ce type de données est la détermination de la direction du vent local. En effet, les modèles CMOD fournissent une valeur de coefficient de rétrodiffusion pour une vitesse et une direction du vent ainsi qu'un angle d'incidence donné. Ainsi, le modèle doit être inversé afin de connaître la vitesse et la direction du vent. Comme le coefficient de rétrodiffusion et l'angle d'incidence sont connus en tout point de l'image ROS, un des paramètres (vitesse ou direction) doit être connu afin de pouvoir extraire le second ([71]). [59] et [69] établissent que, connaissant précisément la direction du vent, il est possible d'établir une carte des vitesses de vent à une résolution de 500m.

Ainsi, la limitation majeure de l'applicabilité de ces algorithmes est exprimée par [75], qui nous indique qu'il n'existe pas de méthode efficace permettant d'estimer la direction locale du vent en mer à haute résolution spatiale. Dans ce cadre, certains auteurs, tels que [74] utilisent les directions de vent fournies par un modèle météorologique. Cependant, la plupart des auteurs extraient la direction des stries de vent (*wind streaks*) visibles dans l'image ROS ([71], [73], [76], [79], [80], [82], [83], [87]). En effet, [73] et [87] nous indiquent que ces raies sont alignées avec la direction du vent à 11° près (selon [67]). En extrayant la direction de ces structures, il est alors possible d'évaluer la direction du vent local avec une ambiguïté de 180° qui est levée, soit par un modèle météorologique, soit par observation d'effets d'ombrages (*slicks*) en zone côtière. [87] obtient alors la direction du vent avec une résolution de 16 kilomètres. [84] nous indique que 70 % des images ROS contiennent des streaks permettant alors d'inverser les modèles CMOD. Pour les 30 % restants, l'on utilise généralement les données de direction du vent fournies par le réseau météorologique.

4.4.3.2. Application du modèle de *cutoff* azimuthal

[78] développa un modèle basé sur le brouillage des fréquences en azimuth apparaissant dans les images ROS. Ce phénomène de brouillage est lié au phénomène de *velocity bunching* précédemment décrit. Il est dû au principe d'imagerie utilisé par le ROS en direction azimuthale. De manière très résumée, plus il y a de vent, plus le phénomène de *velocity bunching* est important. Ceci se traduit par une coupure du spectre ROS en azimuth. [62] montra que la valeur de la longueur d'onde de coupure pouvait être reliée de manière empirique à la valeur de la vitesse du vent. Cependant, cette méthode ne permet pas la détermination de la direction du vent.

Afin de résoudre ce problème, [89] utilise une approche mixte basée sur l'application conjointe du modèle CMOD4 et du *cutoff* azimuthal (CA). La vitesse du vent est estimée par CA. Cette valeur de vitesse sert ensuite à l'inversion du modèle CMOD4, permettant d'obtenir la direction du vent.

[89] compare les résultats fournis par CA et CMOD4. Il montre que ces deux méthodes fournissent des vitesses de vent comparables, avec une différence inférieure à 2 m/s. Cependant, dans le cas de zones en *fetch* limité, CA sous estime les valeurs de vitesses de vent. En effet, les vagues responsables du phénomène de *velocity bunching* n'ont pas le temps de se former, impliquant une vitesse de vent retrouvée plus faible. De plus, [89] nous apprend que la présence de houle perturbe l'application de CA. Ceci est corroboré par [62] qui nous dit que la houle reste un obstacle majeur à l'utilisation de l'algorithme empirique CA. Selon lui, tout état de mer non-local d'une longueur d'onde supérieure à 200 mètres a un impact sur la détermination de la longueur d'onde de coupure et donc sur la vitesse de vent retrouvée. De plus, à vent faible, cette méthode surestime les vitesses de vent.

4.4.3.3. Conclusion : de l'utilité de l'analyse multirésolution

Qu'il s'agisse d'appliquer les modèles CMOD à haute résolution ou d'utiliser la méthode CA, les auteurs se heurtent à la complexité du spectre de la surface marine. Comme vu au paragraphe 4.1., la surface marine est composée d'un ensemble de phénomènes ayant chacun leur fréquence propre. Les hautes fréquences (faibles longueurs d'onde) sont représentatives du vent local, tandis que les basses fréquences (ou grandes longueurs d'onde, telle que la houle) sont représentatives de conditions de vent éloignées de l'aire de génération du vent local (la mer du vent). Ces variations spectrales de la surface marine sont retraduites au niveau du spectre des images ROS ([62]). A ceci se superposent les effets liés à l'imagerie de la surface marine par un capteur actif à haute résolution spatiale.

Dans le cas de l'application de CMOD4, la direction locale du vent peut être extraire à partir de l'étude des *wind streaks* ayant une longueur d'onde de 500 à 1500 mètres ([84]) dans les images ROS. Ceci est réalisé notamment par [87] par calcul de transformées de Fourier bidimensionnelles sur l'image ROS. Les directions des stries à la surface sont obtenues par extraction des maximums du spectre de Fourier calculé sur des portions de l'image originale (des imagerie). Dans la mesure où l'écartement entre les stries est important, et pour des raisons de rapport signal à bruit ([90]), les imagerie choisies sont très grandes. La résolution spatiale du champ de vent obtenue alors est de 16 km, résolution suffisante dans une problématique océanique.

Dans le cas de la méthode CA, les basses fréquences présentes dans l'image ROS sont une limitation de la méthode. Car cela mène à une surestimation de la longueur d'onde de coupure, et donc des vitesses de vent retrouvées ([62]).

Il y a donc un besoin de traiter isolément les différents phénomènes advenant sur la surface marine. Ces phénomènes ont leurs échelles caractéristiques. Nous évaluons l'apport de l'analyse multirésolution couplée à la transformation en ondelettes pour l'analyse des images ROS en mer. Cet outil s'inscrit dans un cadre mathématique rigoureux. Il permet la décorrélation des bandes de fréquences d'un signal ([91]). Ceci nous permet de hiérarchiser les fréquences composant la surface marine. Nous pouvons alors analyser séparément chaque échelle de phénomènes. Ce principe de décorrélation des échelles caractéristiques peut permettre de supprimer la houle d'une image ROS, ce

qui constituerait un apport à la méthode CA, d'extraire la direction des *wind streaks* seules par étude d'une bande de fréquences particulière incluant les *streaks*, ou d'étudier les phénomènes à petite échelle par étude des hautes fréquences.

4.5. Application de l'analyse multirésolution (AMR) couplée à la transformation en ondelettes (TO) aux images ROS et obtention de cartes de vent à haute résolution spatiale

4.5.1. Analyse multirésolution et transformation en ondelettes

[91] fut le premier à définir le cadre mathématique rigoureux de l'analyse multirésolution pour la représentation multi-échelles de l'information. La figure IV-11 est une représentation sommaire des algorithmes pyramidaux. A partir de l'image originale (bas de la pyramide), l'AMR permet le calcul des approximations successives de l'image, avec une résolution de plus en plus basse. Les différents étages de la pyramide représentent les différentes approximations de l'image originale. [91] associa mathématiquement la différence d'information entre deux niveaux d'approximation de l'image originale à la TO. Le cadre mathématique formel de ce processus est décrit par [91]. L'information contenue dans une image de télédétection peut ainsi être décrite hiérarchiquement par l'utilisation conjointe de l'AMR et la TO ([92]).

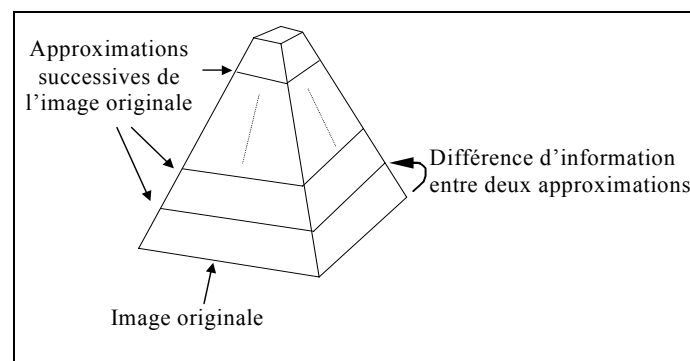


Figure IV-11 : représentation des approximations successives d'une image par une Analyse Multirésolution (AMR). L'algorithme est ici pyramidal. La différence entre deux approximations successives de l'image originelle fut associée par [91] à la TO.

Nous proposons une approche utilisant cette représentation hiérarchique de l'information. Cette approche est basée sur l'inversion du modèle CMOD4 à l'aide de directions de structures tirées de l'analyse en fréquence d'un des plans d'ondelettes. L'algorithme de décomposition en ondelettes utilisé pour notre approche est celui décrit par [93], conservant d'une approximation à la suivante la taille de l'image. Cet algorithme n'est donc pas pyramidal mais parallélépipédique. Selon [92], cet algorithme n'assure pas la décorrélation totale des échelles. Cependant, son avantage majeur est que celui-ci ne rajoute pas de phase supplémentaire au signal, conservant ainsi la localisation des structures détectées dans une image.

Le fonctionnement de l'algorithme de décomposition en ondelettes est le suivant :

L'approximation de l'image originale est obtenue en filtrant passe bas (moyenne) l'image originale. L'image des coefficients d'ondelettes est obtenue par soustraction pixel à pixel de l'image d'approximation à l'image originale. A partir de la première approximation calculée, une nouvelle approximation est calculée (avec un nouveau filtrage passe-bas) et une nouvelle image de coefficient d'ondelette est obtenue par soustraction du second niveau d'approximation au premier. Le processus est ensuite itéré. L'image originale, les images d'approximation et d'ondelettes ont toutes la même taille. Cette description de l'image originale permet le traitement et / ou l'analyse de l'information de manière hiérarchique des phénomènes physiques imagés par le capteur.

4.5.2. Exemple d'application

Prenons l'exemple d'une image ROS du satellite ERS. Les produits PRI (PRrecision Image) délivrés par l'ESA (*European Spatial Agency* - Agence Spatiale Européenne) couvrent une surface au sol de 100x100 km. Leur résolution spatiale est de 12,5 m. A partir de cette image originale, si nous calculons les approximations successives de l'image et les plans d'ondelettes liés, nous obtenons les résultats consignés au sein du tableau IV-5.

Dans cet exemple, la résolution de l'image originale est dégradée jusqu'à une résolution de 1600 mètres, fournissant les images de contexte. Les plans d'ondelettes liés représentent l'information contenue entre deux approximations successives de l'image originale. Ainsi, le plan d'ondelettes n°1 contient les objets de l'image ayant une longueur d'onde spatiale de 12,5 mètres à 25 mètres. Ceci correspond au domaine de suréchantillonnage des données PRI, dont la résolution nominale est 30 mètres. Le plan d'ondelettes n°2 contient les structures ayant une longueur d'onde spatiale de 25 à 50 mètres, correspondant aux phénomènes de courtes longueurs d'onde et appartenant au domaine des vagues de vent. Le plan d'ondelettes n°7 (tableau IV-5) permet l'analyse les structures ayant une longueur d'onde spatiale de 800 à 1600 mètres, correspondant au domaine des *wind streaks*. Il est ensuite possible d'extraire la direction des structures contenues dans ces différents plans d'ondelettes afin de procéder à leur analyse. Ceci est le cœur de notre approche.

Niveau d'analyse	Résolution de l'image de contexte (mètres)	Echelle de phénomènes contenus dans le plan d'ondelettes (mètres)
0	12,5 (image originale)	-
1	25	12,5 à 25
2	50	25 à 50 (vagues de vent)
3	100	50 à 100
4	200	100 à 200
5	400	200 à 400
6	800	400 à 800
7	1600	800 à 1600 (<i>wind streaks</i>)

Tableau IV-5: exemple d'analyse d'une image ROS PRI des satellites ERS par AMR couplée à la TO.

4.5.3. Algorithme développé ([88])

Le modèle CMOD doit être inversé. Deux paramètres sont inconnus : la vitesse et la direction du vent. L'algorithme est scindé en deux parties : l'extraction de la direction des structures locales sensées être représentatives de la direction du vent, puis le calcul des vitesses de vent (figure IV-12). Notre algorithme est automatique. L'opérateur fournit à l'algorithme l'image ROS originale ainsi que le plan d'ondelettes à analyser, en fonction du phénomène à étudier. La direction des structures présentes dans le plan d'ondelettes est extraite par transformée de Fourier rapide bidimensionnelle (TFR) sur des imagerie dont la taille est fixée par l'opérateur. Les directions extraites permettent ensuite l'inversion du modèle CMOD4. Ceci est explicité ci-après.

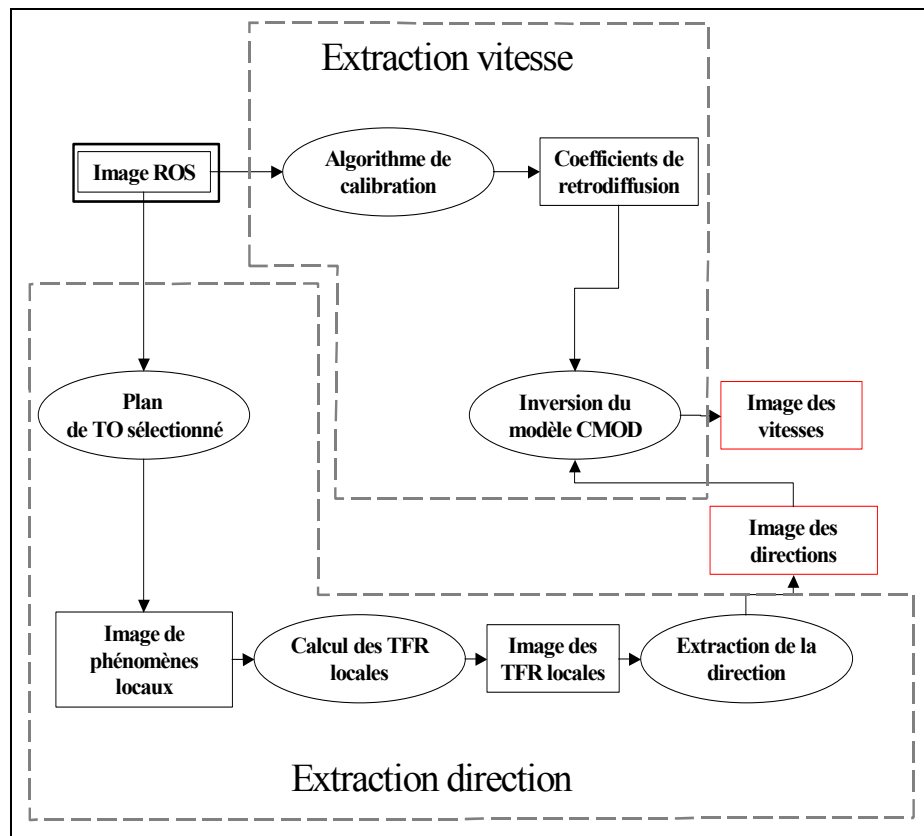


Figure IV-12: algorithme d'extraction combinée vitesse et direction à partir d'images ROS

4.5.3.1. Extraction de la direction de structures par transformée de Fourier rapide bidimensionnelle (TFR)

Afin d'extraire la direction des phénomènes contenus dans le plan d'ondelettes calculé à partir de l'image ROS, une TFR à fenêtre glissante est appliquée. La TFR est calculée sur des vignettes successives du plan d'ondelettes. Pour chaque vignette, les maxima des TFR indiquent la direction de propagation du signal majoritaire ([90]), ce qui est une propriété bien connue des TFR bidimensionnelles.

La figure IV-13, montre une vignette résultant de ce traitement : la TFR a été calculée sur une imagerie de 128x128 pixels du plan d'ondelettes considéré. Les hautes valeurs sont représentées en noir. La transformation en ondelettes pouvant être assimilée à un filtrage passe-bande (représentant une bande de fréquences en deux dimensions), le spectre 2D est un anneau. La direction de propagation des fréquences spatiales majoritaires est clairement visible, leur direction est indiquée par la ligne pointillée. L'algorithme extrait automatiquement la direction du signal dans le spectre de Fourier.

Pour comparaison, la figure IV-14 représente le spectre calculé aux mêmes coordonnées de l'image ROS brute, sans application de TO. Dans ce cas, toutes les fréquences spatiales de l'image ROS sont représentées. Les maxima sont situés dans la région du centre du spectre (domaine des grandes longueurs d'onde et basses fréquences), et la direction de propagation extraite est totalement différente, ne représentant pas la direction locale recherchée.

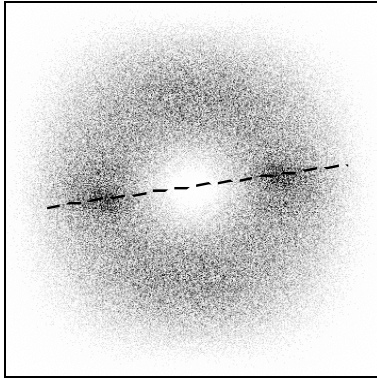


Figure IV-13 : image de spectre local obtenu par TFR sur un extrait de 128x128 pixels de l'image des coefficients d'ondelette. Le segment liant les deux maxima du spectre indique la direction locale du phénomène sélectionné.

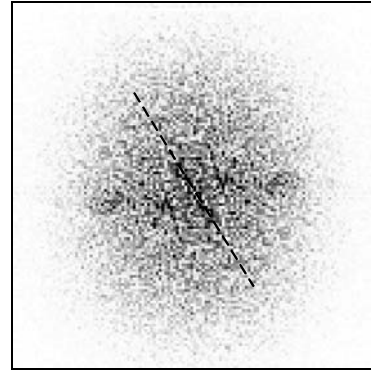


Figure IV-14 : image de spectre local obtenu par TFR sur un extrait de 128x128 pixels de l'image ROS brute. Le segment liant les maxima du spectre indique une direction totalement différente de la précédente.

4.5.3.2. Extraction de la vitesse du vent

L'image ROS est calibrée, afin d'obtenir une image des coefficients de rétrodiffusion en utilisant la boîte à outils fournie par l'ESA ([69]). Ces valeurs sont utilisées comme entrées pour l'inversion du modèle CMOD4 qui nous fournit les valeurs de vitesses de vent correspondantes à un angle d'incidence, un coefficient de rétrodiffusion et une direction de structure données.

4.5.4. Application sur deux cas d'études

Notre but est l'obtention de cartes de vent à haute résolution spatiale, de l'ordre du kilomètre. A ce titre, nous cherchons à extraire la vitesse et la direction du vent à l'échelle la plus petite possible. Nous appliquons l'algorithme précédemment développé sur une image ROS PRI du satellite ERS2.

Nous pourrions appliquer notre méthode au plan d'ondelettes n°7 (tableau IV-5). Cela nous permettrait d'estimer la vitesse du vent à partir de la direction des *streaks* de vent. Cependant, le calcul de cartes de vent à partir de la direction estimée des *streaks* a déjà été largement validée dans la littérature (voir 4.4). De plus, [90] a validé l'utilisation de la TFR (sans utilisation de l'AMR couplée à la TO cependant) pour l'extraction de la direction des *wind streaks*. Aucun auteur ne s'étant intéressé à extraire la direction du vent à petite échelle, nous montrons l'apport de l'AMR couplée à la TO pour résoudre ce type de problèmes.

Pour nos exemples, le plan d'ondelettes sélectionné est le plan n°2. Il représente les structures ayant une longueur d'onde spatiale de 25 à 50 mètres. Cette bande de fréquences est la bande des plus hautes fréquences extractibles depuis les images PRI. Notre hypothèse est que les vagues de courte longueur d'onde contenues dans ce plan d'ondelettes sont alignées avec le vent local. Bien entendu, nous avons conscience qu'en direction azimutale intervient le phénomène de *cutoff*. Nous allons donc tester notre méthodologie sur deux exemples, l'un pour un vent à faible composante azimutale (vent d'Est), l'autre pour un vent à forte composante azimutale (vent de Nord Ouest) où le phénomène de *cutoff* devrait être illustré. Cet exemple montre l'applicabilité de notre méthode à la détection de phénomènes de hautes fréquences présents dans les images ROS.

Nos données proviennent de l'expérience FETCH¹. Celle-ci s'est déroulée en mars et avril 1998, dans le Golfe du Lion. Cette expérience avait pour but l'étude des échanges océan / atmosphère et l'amélioration des méthodes d'extraction du vent par télédétection. Plusieurs sources de données étaient alors disponibles : un bateau (l'Atalante), 3 bouées et deux avions porteurs de divers capteurs.

¹ <http://dataserv.cetp.ipsl.fr/FETCH>

La base de données fut complétée par 16 images ROS acquises par ERS2 et les sorties de modèles de vagues et météorologiques.

Pour la démonstration, nous avons appliqué notre algorithme à deux extraits d'images ROS de 1024x1024 pixels. La première a été acquise le 19/03/1998 à 10:29. Le numéro d'orbite est 15221 et le numéro de position sur l'orbite est 2745. L'autre a été acquise le 13/04/1998 à 22:00, son numéro d'orbite est 15586 et sa position sur l'orbite 837. Les directions de vent sont calculées à partir de vignettes de 128x128 pixels de l'image d'ondelettes, représentant une grille d'un pas de 1,6 km. De même, les coefficients de rétrodiffusion ont été moyennés sur des sous vignettes de l'image ROS calibrée d'une taille de 1,6x1,6 km. Les cartes de vitesses de vent obtenues ont donc une résolution de 1,6x1,6 km, conforme à nos exigences en matière de résolution spatiale de nos cartes de vent. Les résultats sont comparés aux mesures *in situ* issues de la bouée et du bateau disponibles durant l'expérience FETCH. Ces résultats sont présentés figure IV-15 et commentés ci-après.

L'extrait de l'image 15221 2745 est un cas de vent d'est. La direction mesurée *in situ* varie de 260° à 270°. La moyenne des directions extraites par notre méthode est de 280°. L'écart type des directions obtenues est 5°. Les directions coïncident donc à 20° près, ce qui est la zone de définition de l'algorithme CMOD4. Le champ de vitesses calculées fait montre d'une discontinuité avec une zone de vitesses 8 m/s et une zone à 6 m/s. La vitesse relevée *in situ* est de 6,8 m/s. Notre méthode conserve donc dans ce cas les performances de CMOD4 (20° et 2m/s) et permet de montrer la variation fine de la vitesse du vent. De plus, l'hypothèse de départ selon laquelle la direction des vagues d'une longueur d'onde comprise entre 25 et 50 mètres est représentative de la direction du vent local est validée.

L'extrait de l'image 15586 837 est un cas de vent de nord ouest. La direction mesurée *in situ* varie de 300° à 320°. La moyenne des directions extraites par notre méthode est de 260°. L'écart type des directions obtenues est 27°. Dans ce cas, les performances de CMOD4 ne seront donc pas conservées. Le champ de vitesses calculées est hétérogène, les vitesses variant de 8 à 20 m/s. La vitesse relevée *in situ* est de 15 m/s. Notre méthode ne conserve donc pas dans ce cas les performances de CMOD4.

En effet, dans le cas de vent de nord ouest, le vent a une forte composante azimutale. Dans ce cas, le phénomène de *cutoff* s'applique à notre image. Les longueurs d'onde inférieures à 200 mètres ([62]) sont filtrées, nous empêchant de déterminer la direction locale du vent. Cependant, dans le cas de vent d'est où la composante azimutale est faible, le phénomène de *cutoff* ne s'applique pas. Dans ce cas, la direction - et la vitesse - du vent sont déterminées à haute résolution spatiale avec une bonne précision. Nous avons donc démontré l'apport de l'AMR couplée à la TO pour l'analyse des phénomènes haute fréquences apparaissant dans les images ROS, hors phénomène de *cutoff*.

4.6. Conclusions sur l'utilisation des capteurs ROS pour l'établissement de cartes de vent à haute résolution spatiale

Comme vu précédemment (4.4) les radars ROS sont des radars imageurs à haute résolution spatiale. Leur apport pour le secteur éolien peut être immense, car ils permettent l'obtention de cartes de vent en zones côtières à une résolution spatiale satisfaisante pour notre problématique. Deux méthodes principales existent pour l'établissement des cartes de vent, l'une inversant les modèles CMOD à partir d'une direction de vent local estimée, l'autre par analyse de la longueur d'onde de coupure azimutale. Ces deux méthodes se heurtent à la complexité spectrale de l'image ROS. Dans ce cadre (4.5) nous exposons le fonctionnement de l'AMR couplée à la TO pour le découplage des échelles de phénomènes imagés par le ROS. Nous proposons alors un algorithme basé sur ces technologies et l'appliquons sur le second niveau d'ondelettes. Les directions des structures détectées sont représentatives de la direction du vent local et permettent l'obtention d'une carte de vitesses de vent à haute résolution spatiale. Bien entendu, les composantes azimutales de l'image étant filtrées, cette méthode n'est pas effective en cas de vent à forte composante azimutale.

Nous montrons cependant l'apport de la technologie AMR couplée à la TO à notre problématique. Appliquée au plan d'ondelettes n°7, notre méthodologie permet l'extraction de la direction des *wind streaks*, représentatives de la direction du vent local. En effet, la partie du spectre située entre 800 et 1600 mètres n'est pas influencée par le phénomène de *cutoff*.

Les ROS permettent actuellement l'obtention de cartes de vent à haute résolution spatiale, en conservant les performances des algorithmes usuels. Les méthodes actuelles ont leurs limitations (4.4.), mais l'apport du ROS pour l'établissement de cartes de vent en zones côtières est réel en matière de résolution spatiale. Nous avons maintenant à étudier leurs caractéristiques orbitales afin d'évaluer leur adéquation à notre problème en matière d'échantillonnage temporel des données de vent obtenues.

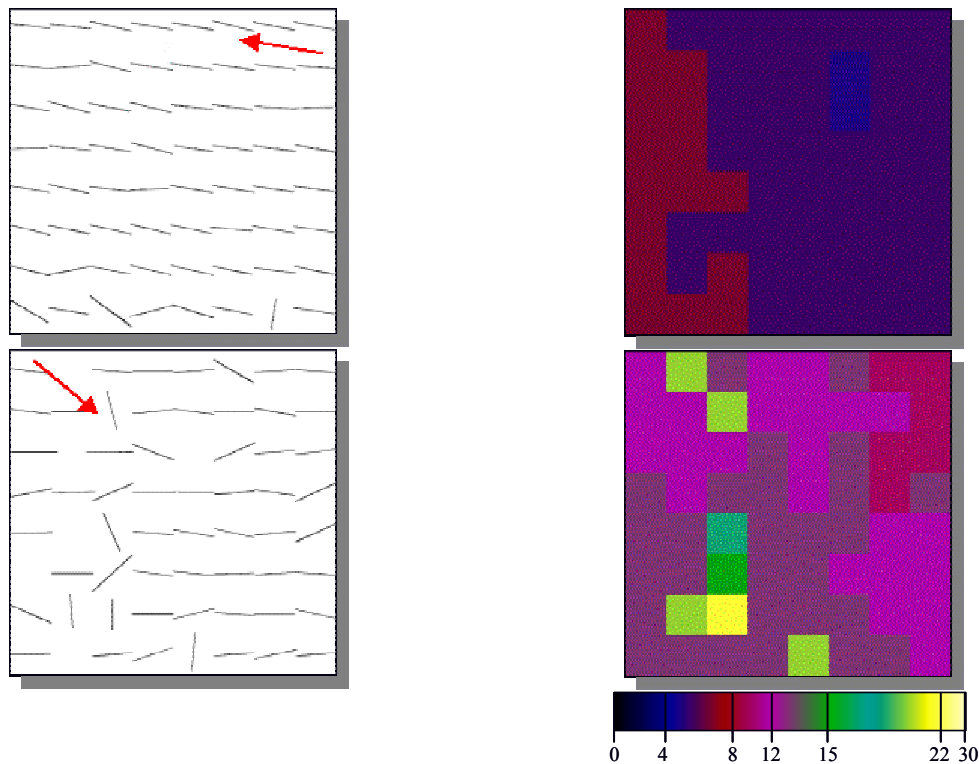


Figure IV-15 : cartes de directions de vent (partie gauche de la figure) et de vitesses de vent (partie droite de la figure) pour les extraits de 1024x1024 pixels des images ERS2 ROS PRI 15221 2745 (partie haute) et 15586 837 (partie basse). Les flèches rouges indiquent la direction du vent *in situ*. En bas à droite est indiquée l'échelle des vitesses de vent en m/s, de 0 m/s (bleu foncé) à 30 m/s (jaune).

4.7. Obtention d'une climatologie à partir de données ROS seules

Comme établi précédemment, les méthodologies permettant l'obtention de cartes de vent s'appliquent sur les capteurs ROS travaillant en bande C. Les critères utilisés pour caractériser l'adéquation des mesures diffusométriques à notre problématique s'appliquent, qui sont :

- la dépendance au vent mesuré,
- la troncature des distributions de vent,
- l'échantillonnage des données,
- la résolution et la répartition spatiale des données.

La dépendance au vent mesuré a été traitée au paragraphe 4.3. Les ROS mesurant, comme les diffusomètres, le vent à partir de la densité des vaguelettes de Bragg, les conclusions restent identiques. Le problème de troncature des distributions de vent est le même que pour les diffusomètres, dans la mesure où les mêmes algorithmes sont utilisés. Nous avons montré comment

résoudre ce problème. La résolution et la répartition spatiale des données sont en accord avec notre problématique, comme présenté au paragraphe 4.4. Reste à traiter l'adéquation de la répétitivité des données avec notre problématique.

4.7.1. Capteurs existants

Les satellites porteurs d'un capteur ROS travaillant en bande C et permettant l'obtention de cartes de vent à haute résolution spatiale sont, selon [94] :

- ERS1 et ERS2 de l'Agence Spatiale Européenne,
- Envisat, de l'Agence Spatiale Européenne et lancé en 2002,
- Radarsat de l'agence spatiale canadienne.

ERS1 et ERS2 ont été présentés précédemment. Leur ROS fournit des images PRI de la surface marine d'une taille de 100x100 km à 30 mètres de résolution. Les cycles orbitaux des satellites ERS sont présentés au paragraphe 4.3.

Selon [95], Envisat fut lancé en mars 2002 par l'Agence Spatiale Européenne. Son orbite est identique à celles de ERS2. L'orbite est héliosynchrone. La répétitivité du satellite est de 35 jours et le cycle comprend 501 orbites. En mode image (Image Mode IM), la polarisation peut être horizontale ou verticale. La largeur de fauchée est de 100 km, la résolution est de 30 mètres. Les autres modes d'opération de l'ASAR sont :

- mode *alternating polarization* : images colocalisées en polarisation HH/VV, HH/HV ou VV/VH résolution de 30 mètres,
- mode *wide swath* : fauchée de 400x400 km² et résolution de 150 mètres,
- mode *global monitoring* : résolution de 1000 mètres sur toute une orbite,
- mode *wave* : petite imagerie de 5x5 ou 5x10 km² acquise tous les 100 km le long de la fauchée.

Nous ne pouvons à l'heure actuelle utiliser ce capteur pour l'établissement de nos climatologies car ces données sont encore en évaluation.

Selon [96], Radarsat fut lancé en 1995. Il travaille en polarisation horizontale. Radarsat fonctionne sous plusieurs modes. L'orbite est héliosynchrone. La répétitivité du satellite est de 24 jours et le cycle comprend 336 orbites. En mode standard, la résolution est de 25 m et la largeur de fauchée de 100 km. D'autres modes existent :

- mode *wide* : résolution 28 mètres et fauchée 150 km,
- mode *fine resolution* : résolution 8 mètres et fauchée 50 km,
- mode *ScanSAR narrow* : résolution 50 mètres et fauchée 300 km,
- mode *ScanSAR wide* : résolution 100 mètres et fauchée 500 et 400 km.

Selon [97], Radarsat2 est prévu pour la fin 2003. Il s'agit d'un SAR travaillant en polarisations multiples. Les produits fournis auront une résolution de 3 à 100 mètres, pour une fauchée de 10 à 527 km.

4.7.2. Etablissement de climatologies à partir de données ROS

[60] étudia la possibilité d'établir une climatologie sur un site donné à partir de données ROS ERS seules. Les données météorologiques mesurées sur les parcs éoliens offshore de Vindeby et Horn Rev sont rééchantillonnées pour trouver le nombre d'images ROS nécessaires à la détermination des paramètres de Weibull d'un site avec un seuil de confiance de 90 %. [60] indique que 60 à 70 images sont nécessaires pour caractériser le paramètre A de Weibull, et 2000 images pour caractériser le

paramètre k à partir d'images des satellites ERS. Le site étudié est situé à haute latitude. Ceci constitue un cas favorable car le recouvrement des orbites est alors important. [94] indique que trois mesures sont disponibles en moyenne chaque mois à ces latitudes, soit un pas d'échantillonnage moyen de 240 heures.

Le pas d'échantillonnage temporel théorique des satellites ERS en cycle de 35 jours est de 840 heures. Il peut y avoir recouvrement des orbites, augmentant localement la répétitivité des données (voir paragraphe 4.3). Cependant, la carte d'acquisition des satellites ERS est partagée avec le diffusomètre, de sorte que le nombre d'images disponibles dépend des missions effectuées par le passé. Grâce au logiciel fourni en ligne par l'Agence Spatiale Européenne ([98]), nous déterminons le nombre d'images des satellites ERS1 et ERS2 acquises sur le golfe du Lion de 1991 à 2002. Les résultats sont indiqués par la figure IV-16. Le nombre d'images ERS disponibles sur le golfe du Lion est compris entre 168 et 627 pour 11 années d'activité. Ceci représente un pas d'échantillonnage mensuel moyen de l'ordre de 1,27 à 4,75 images par mois, représentant échantillonnage horaire moyen de 151 à 566 heures. En lien avec la figure III-3 du chapitre III et selon l'analyse effectuée par [60], nous pouvons conclure que le nombre d'images ERS actuellement disponibles est insuffisant pour calculer une climatologie à partir de données ROS des satellites ERS seules pour cette zone.

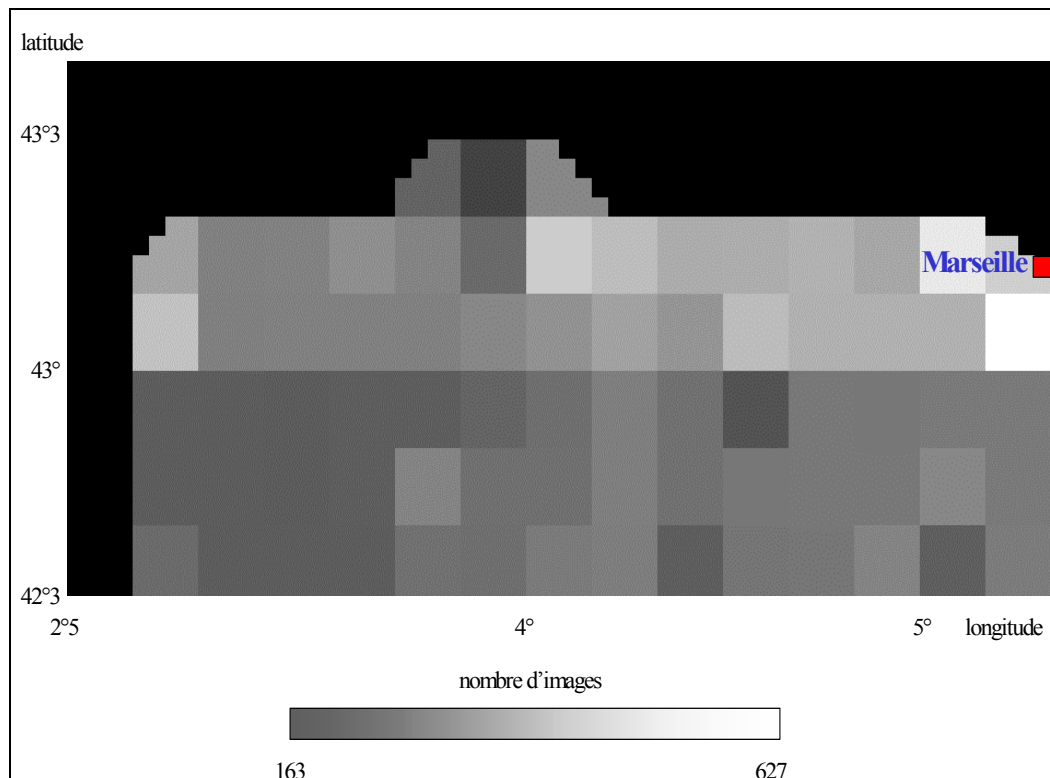


Figure IV-16 : nombre d'images ERS1 et ERS2 acquises sur le golfe du Lion de 1991 à 2002, par pas de 0,1° en latitude et en longitude. En noir est représentée la côte. Le nombre d'images est indiqué par la correspondance en code couleur.

Pour le satellite Radarsat, l'analyse nous fut fournie par l'Agence Spatiale Canadienne. Le nombre d'images disponibles depuis 1995 sur le golfe du Lion est réparti comme suit :

- mode standard : 32 images,
- mode *wide* : 8 images,
- mode *fine resolution* : 26 images,
- mode ScanSAR *narrow* : 51 images.

Ainsi, en combinant les modes d'opération de ce capteur, nous arrivons au nombre de 117 images depuis 1995. Ce nombre est largement insuffisant pour notre problématique. Ce capteur ne sera donc pas considéré pour notre étude.

4.8. Conclusion

Nous avons cherché à évaluer l'apport des techniques de mesure du vent en mer par les satellites d'observation de la Terre à la résolution de notre problème et leur adéquation en termes d'échantillonnage spatial et temporel.

Le paragraphe 4.3 nous permet de conclure que les capteurs diffusométriques sont bien adaptés à notre problématique en matière de nature du vent mesuré, plages de vent mesurées et échantillonnage temporel des données. Cependant, ni leur répartition ni leur résolution spatiale ne permettent de répondre directement à notre problème. Nous devons alors nous tourner vers l'utilisation de capteurs plus spécifiques pour approcher nos spécifications en matière de pas d'échantillonnage spatial.

Le paragraphe 4.6 nous permet de montrer l'apport des capteurs ROS à notre problématique, dans la mesure où ils permettent l'obtention de cartes de vent à haute résolution en zones côtières. Cependant, le paragraphe 4.7 nous autorise à conclure que les ROS ne peuvent être utilisés seuls pour l'établissement de climatologies à haute résolution spatiale avec une précision suffisante.

Dans ce cadre, nous proposons au chapitre suivant une méthodologie permettant de tirer parti des qualités conjointes des diffusomètres en matière de résolution temporelle et des ROS en matière de résolution spatiale pour l'établissement de nos cartes de paramètres de Weibull.

Cette approche simplifiée constitue une première étape vers l'obtention de cartes de paramètres de Weibull à haute résolution spatiale. Elle se base sur la synergie entre les mesures des diffusomètres (basse résolution spatiale et haute résolution temporelle) et les mesures des ROS (haute résolution spatiale et basse résolution temporelle). Les capteurs passifs, altimétriques, et les analyses numériques constituent des sources de données complémentaires à résolution spatiale et pas d'échantillonnage temporel variables. Ces données pourront être utilisées en complément de nos mesures satellites actives à large champ. L'approche proposée est générique, de façon à pouvoir englober avec peu de modifications l'ensemble des sources de données complémentaires disponibles.

4.9. Bibliographie

- [1] C. Aage, T. D. Allan, J. T. Carter, G. Lindgren, M. Olagnon, *Oceans from space – A textbook for offshore engineers and naval architects*. Ed. Ifremer, Plouzané, France, 1998, pp. 162.
- [2] R. J. Barthelmie, S. C. Pryor, "Can satellite sampling of offshore wind speeds realistically represent wind speed distributions," *Journal of Applied Meteorology*, vol. 42, pp. 83-94, 2003.
- [3] I. Troen, E. L. Petersen, *European wind atlas*. Risoe National Laboratory, Roskilde, Danemark, 1989, pp. 656.
- [4] H. Lacombe, *Cours d'océanographie physique*. Ed. Gauthier-Villars, Paris, France, 1965, pp. 391.
- [5] D. Hauser, H. Dupuis, X. Durrieu de Madron, C. Estournel, C. Flamant, J. Pelon, P. Queffelec, J. M. Lefèvre, "La campagne FETCH - Etude des échanges océan-atmosphère dans le Golfe du Lion," *La Météorologie*, 8^è série, n°29, pp. 14-31, 2000.
- [6] E. Guyon, J. P. Hulin, L. Petit, *Hydrodynamique physique nouvelle édition revue et augmentée*. Collection savoirs actuels, EDP sciences et CNRS ed., Paris, 2001, pp. 674.
- [7] W. Munk, 1951, "Origin and generation of waves," *Proceedings of the first conference on coastal engineering*, The engineering Foundation ed., Berkeley, octobre 1950.

- [8] W. J. Plant, "A relation between wind stress and slope," *Journal of Geophysical Research*, n°87(C), pp.1961-1967, 1982.
- [9] C. Cox, W. Munk, "Measurements of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter," *Journal of the Optical Society of America*, n°44, pp. 838-850, 1954.
- [10] J. A. Shaw, "Glittering light on water," *Optics and photonics news*, vol. 10, n°3, pp. 43-45, 1999.
- [11] F. J. Wentz, "A well calibrated ocean algorithm for special sensor microwave/imager," *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, n°C4, pp. 8703-8718, 1997.
- [12] Ad. C. M. Stoffelen, *Scatterometry - De scatterometer*. Thèse de doctorat de l'Université d'Utrecht, Pays Bas, ISBN 9039317089, 1998.
- [13] M. C. Girard, C. M. Girard, *Traitement des données de télédétection*. Dunod ed., Paris, ISBN 2100041851, 1999.
- [14] Site de l'agence Spatiale Européenne [en ligne]. www.earth.esa.int
- [15] C. G. Brown (1998). A field wise wind retrieval algorithm for the NASA scatterometer. Rapport de Maitrise (Master of science). Department of electrical and computer engineering, Birgham Young University, Provo, Utah, Etats-Unis [en ligne], www.mers.byu.edu/docs/thesis/mstthesis_browncg_lib.pdf
- [16] R. J. Moore, W. J. Pierson, "Microwave determination of winds at sea," *Proceedings of the IEEE*, n°67, pp. 1504-1521, 1967.
- [17] R. K. Moore, *Manual of Remote Sensing - Second edition - Volume I Theory, Instruments and Techniques*. Simonett D. S. ed., American Society of Photogrammetry, Falls Church Va., ISBN 0937294411, pp. 1232, 1983.
- [18] D. E. Kerr, *Propagation of short radio waves*. McGraw-Hill, New York, Etats-Unis, 1951.
- [19] F. T. Ulaby, R. K. Moore, A. K. Fung, *Microwave Remote Sensing : Active and Passive*. Vol. 3, 1986, pp. 1065-2162.
- [20] G. R. Valenzuela, "Theories for the interaction of electromagnetic and ocean waves - A review," *Boundary Layer Meteorology*, n°13, pp. 61-85, 1978.
- [21] R. H. Stewart, *Methods of satellite oceanography*. University of california presses, Berkeley, Etats-Unis, 1984.
- [22] D. D. Crombie, "Doppler spectrum of the sea echo at 13.56 Mc/s," *Nature*, n°175, pp. 681-682, 1955.
- [23] Cersat, Ifremer (2001). Altimeter & Microwave radiometer ERS products user manual. Réf. : C2-Mut-A-01-IF [en ligne], www.ifremer.fr/cersat/en/data/overview/swath/opr/htm
- [24] D. E. Barrick, "Wind dependence of quasispecular microwave sea scatter," *IEEE Transactions on antennas and Propagation*, vol. AP-22, pp. 135-136, 1974.
- [25] D. B. Chelton, P. McCabe, "A review of satellite altimeter measurement of sea surface wind speed: with a new proposed algorithm," *Journal of Geophysical Research*, n°90, pp. 4707-4720, 1985.
- [26] A. Bentamy, P. Queffeulou, Y. Quilfen, K. Katsaros, "Ocean surface wind fields estimated from satellite active and passive microwave measurements," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 37, n°5, pp. 2469-2486, 1999.
- [27] D. B. Chelton, F. J. Wentz, "Further development of an improved altimeter wind speed algorithm," *Journal of Geophysical Research*, vol. 91, pp. 14250-14260, 1986.
- [28] D. L. Witter, D. B. Chelton, "A Geosat altimeter wind speed algorithm and a method for altimeter wind speed algorithm development," *Journal of Geophysical Research*, n°96, pp. 8853-8860, 1991.

- [29] P. Queffeuilou, B. Chapron, A. Bentamy, "Comparing Ku-band NSCAT scatterometer and ERS2 altimeter winds," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 37, n°3, pp. 1662-1670, 1999.
- [30] G. S. Brown, "Estimation of surface wind speeds using satellite borne radar measurements at normal incidence," *Journal of Geophysical Research*, vol. 84, n°B8, pp. 3974-3978, 1979.
- [31] G. S. Brown, H. R. Stanley, N. A. Roy, "The wind speed measurement capability of spaceborne radar altimeter," *IEEE Journal of Oceanic Research*, vol. OE-6, n°2, pp. 59-63, 1981.
- [32] M. H. Freilich, P. G. Challenor, "A new approach for determining fully empirical altimeter wind speed model function," *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, n°C12, pp. 25051-25062, 1994.
- [33] Site de l'Agence Spatiale Européenne (2003). *ERS-1 satellite concepts* [en ligne]. earth.esa.int/ers/satconc/
- [34] A. Bentamy, P. Queffeuilou, Y. Quilfen, K. Katsaros, "Intercomparisons of wind speed measurements derived from ERS1 scatterometer and altimeter and SSM/I over the tropical atlantic ocean," *Proceedings of Oceans'94 - oceans engineering for today's technology tomorrow's preservation*, vol. 1, 1994, pp. I-84 - I-87.
- [35] A. Bentamy, P. Queffeuilou, Y. Quilfen, K. Katsaros, "Wind fields from scatterometer, altimeter and special sensor microwave / imager," *Proceedings IGARSS'95 - International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, vol. 2, 1995, pp. 1116-1118.
- [36] P. Queffeuilou, B. Chapron, A. Bentamy, "Comparing Ku-band NSCAT scatterometer and ERS2 altimeter winds," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 37, n°3, 1999.
- [37] Site de l'Agence Spatiale Européenne (2002). *RA-2* [en ligne]. envisat.esa.int/instruments/ra2
- [38] C. C. Wackerman, C. L. Rufenach, R. A. Shuchman, J. A. Johannessen, K. L. Davidson, "Wind vector retrieval using ERS-1 synthetic aperture radar imagery," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 34, n°6, pp. 1343-1352, 1996.
- [39] P. W. Vachon, F. W. Dobson, "Validation of wind vector retrieval from ERS-1 SAR images over the ocean," *The Global Atmosphere And Global Systems*, n° 5, pp. 177-187, 1996.
- [40] X. Li, W. G. Pichel, F. Monaldo, C. C. Wackerman, R. Beal, P. Clemente-Colón, K. Friedman, "Retrieval and validation of sea surface winds from calibrated RADARSAT Scan SAR images," *Proceedings CEOS'99 SAR WORKSHOP*, 26-29 October 1999, Toulouse, France, 1999.
- [41] M. H. Freilich. SeaWinds ALGORITHM THEORICAL BASIS DOCUMENT. Site du Jet Propulsion Laboratory [en ligne]. podaac.jpl.nasa.gov/quikscat/qscat_doc.html
- [42] Ad. Stoffelen, D. Anderson, "Scatterometer data interpretation : derivation of the transfer function CMOD4," *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, n°C3, pp. 5767-5780, 1997.
- [43] S. Zecchetto, C. Cappa, "The spatial structure of the mediterranean sea winds revealed by ERS1 scatterometer," *International Journal of Remote Sensing*, vol. 22, n°1, pp. 45-70, 2001.
- [44] Y. Quilfen, B. Chapron, A. Bentamy, J. Gourrion, T. El Fouhaily, D. Vandemark, "Global ERS1 and 2 and NSCAT observations : upwind/crosswind and upwind/downwind measurements," *Journal of Geophysical Research*, vol. 104, n°C5, pp. 11459-11469, 1999.
- [45] Y. Quilfen, "ERS1 scatterometer offline products : calibration/validation results and case studies," *IGARSS'93 International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, vol. 4, 1993, pp. 1750-1752.
- [46] F. Fetterer, D. Gineris, C. C. Wackerman, "Validating a scatterometer wind algorithm for ERS1 SAR," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 36, n°2, pp. 479-492, 1998.
- [47] F. T. Ulaby, R. K. Moore, A. K. Fung, *Microwave remote sensing, active and passive*. Vol. II, Addison-Wesley ed., Londres, Royaume-Uni, 1986.

- [48] S. Peteherych, M. G. Wurtele, P. M. Woiceshyn, D. H. Boggs, R. Atlas, "First global analysis of SEASAT scatterometer winds and potential for meteorological research," NASA conference publications, Réf : CP 2303, 1984, pp. 575-585.
- [49] Site du Jet Propulsion Laboratory (JPL) (2002). *Missions-SeaWinds on ADEOS II* [en ligne]. winds.jpl.nasa.gov.
- [50] Ad. Stoffelen, D. Anderson, "Ambiguity removal and assimilation of scatterometer data," *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 123, pp. 491-518, 1997.
- [51] Ad. Stoffelen, D. Anderson, "Scatterometer Data Interpretation: Measurement Space and Inversion," *Journal of Atmospheric and Oceanic Technologies*, vol. 14, n°6, pp. 1298-1313, 1997.
- [52] Ad. Stoffelen, D. Anderson, "Scatterometer data interpretation : estimation and validation of the transfer function CMOD4," *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, n°C3, pp. 5767-5780, 1997.
- [53] Jet Propulsion Laboratory, "NASA Scatterometer Science Data Product (NSCAT2) User's Manual. Overview and Geophysical data products," Jet propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Etats-Unis, Manual version 1.2 réf. 12985, 1998.
- [54] M. H. Freilich, R. S. Dunbar, "Derivation of satellite wind model functions using operational surface wind analyses. An altimeter exemple," *Journal of Geophysical Research*, n° C8, pp. 14633-14649, 1998.
- [55] Y. Quilfen, A. Bentamy, "Calibration/Validation of ERS-1 scatterometer precision products," *Proceedings of IGARSS'94*, T. I. Stein ed., Pasadena, Etats-Unis, 1994, pp. 445-497.
- [56] Y. Quilfen, A. Cavanie, "A high precision wind algorithm for the ERS1 scatterometer and its validation," *Proceedings of IGARSS'91*, J. Putkonen ed., Espoo, Finland, 1991, pp. 873-876.
- [57] A. E. Long, "Toward a C-Band radar sea echo model for ERS1 scatterometer," *Proceedings of the 3rd international colloquium on spectral signatures of objects in remote sensing*, ESA ed., Réf : ESA SP 247, Les Arcs, France, pp. 29-35, 1985.
- [58] W. J. Donnelly, J. R. Carswell, R. E. McIntosh, P. S. Chang, J. Wilkerson, F. Marks, P. G. Black, "Revised ocean backscatter models at C and Ku band under high wind conditions," *Journal of Geophysical Research*, vol. 104, n° C5, pp. 11485-11497, 1999.
- [59] B. Furevik, E. Korsbakken, "Comparison of derived wind speed from synthetic aperture radar and scatterometer during the ERS tandem phase," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 38, n°2, pp. 1113-1121, 2000.
- [60] R. J. Barthelmie, S. C. Pryor, "Can satellite sampling of offshore wind speeds realistically represent wind speed distributions," *Journal of Applied Meteorology*, vol. 42, pp. 83-94, 2003.
- [61] A. Bentamy, E. Autret, P. Queffeuilou, Y. Quilfen, "Intercomparison of ERS2 and QuickScat winds," *Proceedings IGARSS'2000 International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, vol. 1, pp. 234-236, 2000.
- [62] V. Kerbaol, *Analyse spectrale et statistique vent-vague des images radar à ouverture synthétique (ROS) – application aux données des satellites ERS1/2*. Thèse de doctorat, Rennes I, France, 1997, pp. 185.
- [63] E. E. Gossard, W. H. Hooke, *Waves in the Atmosphere*. Elsevier Scientific Publishing Co., New York, 1975, pp. 456.
- [64] X. Li, Q. Zheng, W. G. Pichel, X.-H. Yan, W. T. Liu, P. Clemente-Colón, "Analysis of coastal lee waves along the coast of Texas observed on AVHRR images," *Journal of Geophysical Research*, vol. 106, n°C4, pp. 7017-7025, 2001.
- [65] R. E. Thompson, P. W. Vachon, G. A. Borstad, "Airborne synthetic aperture radar imagery of atmospheric gravity waves," *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, n°C9, pp. 14249-14257, 1992.

- [66] P. W. Vachon, O. M. Johannessen, J. A. Johannessen, "An ERS-1 synthetic aperture radar image of atmospheric lee waves," *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, n°C11, pp. 22483-22490, 1994.
- [67] R. A. Brown, "A secondary flow model for the planetary boundary layer," *Journal of Atmospheric Science*, n°27, pp. 742-757, 1970.
- [68] W. Alpers, B. Brümer, "Atmospheric boundary layer rolls observed by the synthetic aperture radar aboard the ERS-1 satellite," *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, n°C6, pp. 12613-12621, 1994.
- [69] B. Furevik, H. Espedal, "Wind energy mapping using synthetic aperture radar," *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 28, n°1, pp. 196-204, 2002.
- [70] C. B. Hasager, H. P. Frank, B. R. Furevik, "On offshore wind energy mapping using satellite SAR," *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 28, n°1, pp. 80-89, 2002.
- [71] K. Mastenbroek, "High resolution wind fields from ERS SAR," *ESA special earth observation quarterly*, n° 59, pp. 20-22, 1998.
- [72] O. M. Johannessen, S. Sandven, H. Espedal, B. Furevik, "SAR research and application activities for coastal management in norwegian waters," *Proceedings du CEOS SAR Workshop, ESA-CNES*, 26-29 oct. 1999, Toulouse, France, 1999.
- [73] C. C. Wackerman, C. L. Rufenach, R. A. Shuchman, J. A. Johannessen, K. L. Davidson, "Wind vector retrieval using ERS-1 synthetic aperture radar imagery," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 34, n°6, pp. 1343-1352, 1996.
- [74] O. M. Johannessen, E. Korsbakken, "Determination of wind energy from SAR images for siting windmill locations," *ESA Earth Observation Quarterly*, n°59, pp. 2-4, 1998.
- [75] D. Vandemark, P. W. Vachon, B. Chapron, "Assessment of ERS1 SAR wind speed estimates using an airborne altimeter," *ESA Earth Observation Quarterly*, n°59, pp. 5-8, 1998.
- [76] J. Horstmann, W. Koch, S. Lehner, W. Rosenthal, "Ocean wind fields and their variability derived from SAR," *ESA Earth Observation Quarterly*, n°59, pp. 8-12, 1998.
- [77] P. W. Vachon, I. Chunchuzov, F. W. Dobson, "Wind field structure and speed from Radarsat SAR images," *ESA Earth Observation Quarterly*, n°59, pp. 12-15, 1998.
- [78] V. Kerbaol, B. Chapron, P. Queffeulou, "Analysis of the wind field during the 'Vendée Globe' race: a kinematic SAR wind speed algorithm," *ESA Earth Observation Quarterly*, n°59, pp. 16-19, 1998.
- [79] E. Korsbakken, B. Furevik, "Wind field retrieval from SAR compared with scatterometer during ERS tandem phase," *ESA Earth Observation Quarterly*, n°59, pp. 23-26, 1998.
- [80] J. Horstmann, S. Lehner, W. Koch, R. Tonboe, "Computation of wind vectors over the ocean using spaceborne synthetic aperture radar," *Johns Hopkins APL Technical Digest*, vol. 21, n°1, pp. 100-107, 2000.
- [81] X. Li, W. G. Pichel, F. Monaldo, C. C. Wackerman, R. Beal, P. Clemente-Colon, K. S. Friedman, "Retrieval and validation of sea surface winds from calibrated RADARSAT ScanSAR images," *Proceedings du CEOS SAR Workshop, ESA-CNES*, 26-29 oct. 1999, Toulouse, France, 1999.
- [82] W. Rosenthal, S. Lehner, J. Horstmann, W. Koch, "Wind measurements using ERS-1 SAR," *Proceedings of the second ERS applications workshop*, 6-8 dec. 1995, Londres, Royaume-Uni, 1995.
- [83] J. Horstmann, W. Koch, S. Lehner, R. Tonboe, "Wind retrieval over the ocean using synthetic aperture radar with c-band HH polarization," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 38, n°5, pp. 2122-2131, 2000.

- [84] S. Lehner, J. Horstmann, W. Koch, W. Rosenthal, "Mesoscale wind measurements using recalibrated ERS SAR images," *Journal of Geophysical Research*, vol. 103, n°C4, pp. 7847-7856, 1998.
- [85] J. Horstmann, W. Koch, W. Rosenthal, "Wind fields from ERS SAR compared with a mesoscale atmospheric model near the coast," *Proceedings of the third ERS symposium "Space at the service of our environment"*, 12-17 mars 1997, Florence, Italie, 1997, pp. 1205-1209.
- [86] P. Samuel, S. Sandven, O. M. Johannessen, "COASTWATCH: SAR monitoring of coastal circulation and wind field features," *Proceedings of the second ERS Applications Workshop*, 6-8 dec. 1995, Londres, Royaume-Uni, 1996, pp. 339-342.
- [87] C. C. Wackerman, C. L. Rufenach, R. A. Shuchman, J. A. Johannessen, K. L. Davidson, "Wind vector retrieval using ERS-1 synthetic aperture radar imagery," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 34, n°6, pp. 1343-1352, 1996.
- [88] N. Fichaux, T. Ranchin, "Combined extraction of high spatial resolution wind speed and direction from SAR images: a new approach using wavelet transform," *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 28, n° 3, pp. 510-516, 2002.
- [89] E. Korsbakken, J. A. Johannessen, O. M. Johannessen, "Coastal wind field retrievals from ERS SAR images," *Proceedings of the third ERS symposium "Space at the service of our environment"*, 12-17 mars 1997, Florence, Italie, 1997.
- [90] C. C. Wackerman, "Estimating wind vectors from Radarsat synthetic aperture radar imagery," Groupe Veridian - ERIM International, Ann Arbor, MI, Etats-Unis, Réf. : 10032100-1-T, 2000.
- [91] S. G. Mallat, "A theory for multiresolution signal decomposition: the wavelet representation," *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, n° 11, pp. 674-693, 1989.
- [92] T. Ranchin, "Wavelets, remote sensing and environmental modelling," *Proceedings 15th IMACS World Congress on Scientific Computation, Modelling, and Applied Mathematics*, Achim Sydow (Ed.), 1997, vol. 6, pp. 27-34.
- [93] P. Dutilleul, "An implementation of the "algorithme à trous" to compute the wavelet transform," *Proceedings du congrès ondelettes et méthodes temps-fréquence et espace des phases*, Springer Verlag Editors, New-York, 1987, pp. 298-304.
- [94] C. B. Hasager, N. O. Jensen, M. Nielsen, B. Furevik, "SAR satellite image derived wind speed maps validated with in-situ meteorological observations and footprint theory for offshore wind resource mapping," *Proceedings of the Global Windpower Conference*, 2-5 avril 2002, Paris, France, 2002.
- [95] Site du satellite Envisat (2003). *Envisat - caring for the earth* [en ligne]. envisat.esa.int
- [96] Site du satellite Radarsat (2003). *Radarsat - technical specifications summary* [en ligne]. www.ccrs.nrcan.gc.ca/ccrs/data/satsens/radarsat/specs/radspec_e.html
- [97] Site commercial de Radarsat (2003). *Radarsat International - see the world differently* [en ligne]. www.rsi.ca.
- [98] Site de l'ESA (2003). *Descw - Offline catalogue and image browser* [en ligne]. earth.esa.int/descw

Chapitre 5

Méthode statistique

5.1. Situation du problème

Nous cherchons à obtenir des cartes de paramètres de Weibull sectoriels avec une précision spatiale de l'ordre du kilomètre et une précision temporelle équivalente à celle obtenue à partir de mesures horaires. Nous pouvons disposer de cartes de statistiques fiables du potentiel éolien à partir des mesures diffusométriques, sous les conditions déterminées au chapitre 4. Ces cartes de statistiques ont la résolution spatiale des diffusomètres. Pour notre application, ceci constitue une information à basse résolution spatiale. Ces cartes sont de plus localisées au large de notre zone d'intérêt. Ainsi, nous devons transformer ces paramètres statistiques pour les adapter à nos besoins.

Au niveau de notre zone d'intérêt, nous disposons de cartes de vent à haute résolution spatiale. Ces cartes sont obtenues à partir de mesures des capteurs ROS. Elles permettent la description fine du champ de vent et respectent nos besoins en terme d'échantillonnage spatial des données. Cependant, l'échantillonnage temporel de ces données ROS ne permet pas l'établissement de climatologies répondant à nos critères.

Nous proposons donc une méthode permettant l'évaluation du potentiel éolien offshore à partir de données satellitales, ainsi que les principes permettant l'application de cette méthode dans un cas pratique. Nous cherchons à tirer parti des qualités conjointes des données diffusométriques et ROS.

5.2. Démarche

Les mesures diffusométriques et les mesures effectuées par les ROS sont de même nature. Le signal mesuré est, dans les deux cas, lié à la densité des diffuseurs de Bragg sur la surface marine. La quantité mesurée est ensuite rapportée au vent à 10 mètres d'altitude. Les diffusomètres intègrent le signal sur une échelle de plusieurs dizaines de kilomètres, les ROS sur une échelle de quelques dizaines de mètres. [1] compare divers capteurs de résolution spatiale différente. Les données sont ramenées à une résolution spatiale équivalente par dégradation des données les plus résolues. [2] compare les champs de vent obtenus par le diffusomètre du satellite ERS1 et le ROS du satellite ERS2 et montre leur adéquation. Ceci permet de considérer la mesure diffusométrique comme étant la moyenne spatiale du champ de vent équivalent mesuré par ROS. Les mesures ROS permettent, elles, d'accéder à la composante turbulente locale à une échelle donnée.

Les cartes de vent sont des représentations bidimensionnelles du flux atmosphérique sur une zone, à un instant t fixé. Dans la suite, nous considérons alors que la composante moyenne du flux atmosphérique sur une zone donnée et à un instant t fixé est mesurée par les diffusomètres, et la composante turbulente est apportée par les ROS.

Comme nous ne disposons de la composante moyenne qu'au large, la méthode que nous proposons comporte deux volets principaux. Il s'agit tout d'abord d'évaluer la composante moyenne du flux au niveau de notre zone d'intérêt à partir de mesures au large, puis d'ajouter la composante turbulente en chaque point. Dans la mesure où nous cherchons à obtenir des cartes de coefficients de Weibull définis de manière sectorielle, nous exploitons l'information sous forme statistique. Nous cherchons à déterminer les modèles permettant de lier les paramètres statistiques obtenus au large à basse résolution spatiale, les paramètres statistiques au niveau de notre zone d'intérêt à basse résolution spatiale et les paramètres statistiques au niveau de notre zone d'intérêt à haute résolution spatiale.

Ceci est illustré par la figure V-1. Le point de départ est constitué des statistiques obtenues au large à partir de mesures diffusométriques. L'application de fonctions de transfert permettant le passage du large à la côte nous permet de déterminer la statistique de la composante moyenne du flux au niveau de notre zone d'intérêt. Les fonctions de transfert permettant le passage de basse à haute résolution spatiale permettent ensuite d'ajouter à cette composante moyenne la composante turbulente locale

du flux, de façon à obtenir une climatologie côtière à haute résolution spatiale. Nous cherchons à définir ces fonctions de transfert.

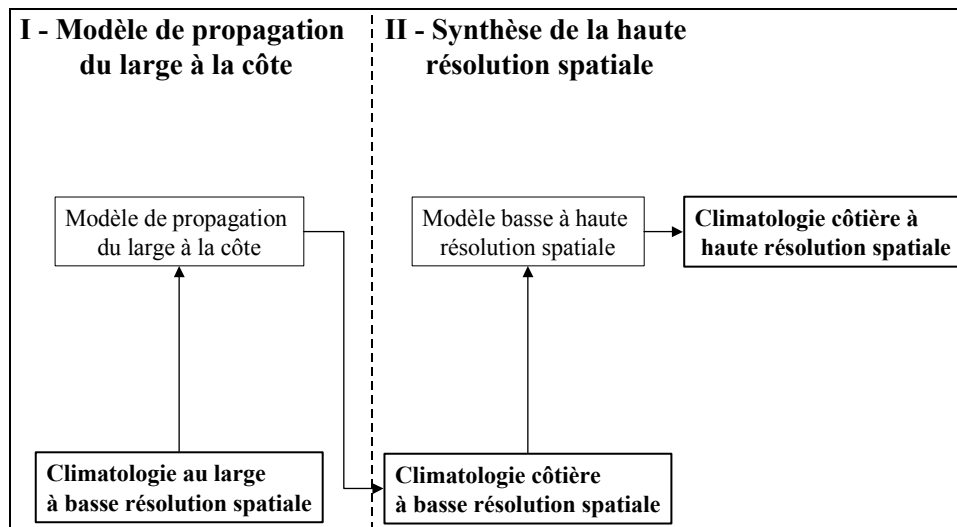


Figure V-1 : méthode d'obtention de statistiques de vent à haute résolution spatiale sur la zone d'intérêt (appelée ici zone côtière). La méthode est scindée en deux parties, l'une permettant la propagation des données moyennes vers la zone d'intérêt, l'autre permettant l'obtention de la résolution souhaitée. Les modèles regroupent l'ensemble des fonctions de transfert. Les zones de texte en gras représentent les données, les zones de texte simple représentent les modèles. Les flèches représentent le sens de transit des données.

5.3. Modèle de propagation du large à notre zone d'intérêt

Entre le large et notre zone d'intérêt, le vecteur vent peut subir une rotation ainsi qu'une modification de la valeur de son module. A cette étape, nous ne changeons pas de résolution et restons à échelle spatiale constante. Les paramètres que doit prendre en compte un modèle de propagation de statistiques du large à la côte sont la variation de la vitesse du vent et la variation de la direction du vent. Concernant la variation de la vitesse du vent, [3] étudie la relation entre la vitesse du vent à terre et en mer. Il montre qu'en deux points de mesure cette relation est linéaire, de la forme :

$$u_{\text{large}} = A u_{\text{côte}} + B$$

Pour un site particulier au large, il trouve que $A = 1,17$ et $B = 1,62$ pour des vitesses de vent côtier comprises entre 0 et 18 m/s. Cette relation fut cependant élaborée sans prise en compte de la direction du vent, et donc du *fetch*. Dans notre cas, nous cherchons à obtenir des cartes de statistiques de vent définies par secteur de direction. Alors, nous recherchons les relations entre les vitesses de vent au large et sur notre zone d'intérêt, définies pour chaque secteur de direction.

Concernant la variation de la direction du vent, et comme vu au chapitre 3, la fréquence de chaque direction de vent est propre au site considéré. En effet, pour deux sites distants de quelques dizaines de kilomètres, si le vent synoptique est le même, les effets locaux dus au relief sont eux différents. Ainsi, le vecteur vent local à un instant donné aura une direction différente d'un site à l'autre. Notre modélisation doit donc prendre en compte la rotation du vecteur vent entre le large et notre zone d'intérêt.

Nous partirons de la définition statistique des quantités recherchées. Nous cherchons à déterminer, pour un site donné, les caractéristiques de Weibull des vitesses de vent définies par secteur de direction. Il nous est de même nécessaire de connaître la fréquence d'apparition de chaque vitesse de vent, ou en normalisant cette valeur de fréquence entre 0 et 1, sa probabilité.

Nous définissons l'angle θ comme étant le secteur d'appartenance de la direction du vent. θ est compris entre 0° et 360° et défini par secteur de direction de m degrés (au chapitre 3, $m=30^\circ$). Il y a donc $n=360/m$ secteurs de direction possibles. Les indices des secteurs de direction du vent sont repérés par rapport au nord et sont décrits dans le sens indirect. Pour exemple, $n=1$ pour le secteur de direction situé entre 0° et m degrés. Ceci est décrit par la figure V-2. La probabilité d'apparition du secteur de direction de vent θ_i s'écrit alors :

$$p(\theta_i) \text{ avec } \sum_{i=1}^n p(\theta_i) = 1 \text{ et } i \in [1; n]$$

Soient u^l et θ_i^l respectivement la vitesse et la direction du vent au large et u^c et θ_j^c la vitesse et la direction du vent au niveau de notre zone d'intérêt. Pour chaque secteur de direction, nous cherchons à connaître les paramètres A et k définissant la caractéristique de Weibull associée. Cette caractéristique de Weibull permet de représenter la fonction de densité de probabilité des vitesses de vent u pour un secteur de direction de vent fixé. Au large, le traitement des données diffusométriques nous permet d'accéder à la connaissance de ces quantités, qui correspondent à :

$$p(\theta_i^l) \text{ et } p(u^l / \theta_i^l) \text{ avec } i \in [1; n]$$

Nous recherchons l'équivalent de ces données au niveau de notre zone d'intérêt, notées :

$$p(\theta_j^c) \text{ et } p(u^c / \theta_j^c) \text{ avec } j \in [1; n]$$

Entre le large et notre zone d'intérêt, nous résumons la modulation du vecteur vent par deux transformations. La première transformation permet de modéliser la rotation du vecteur vent entre le large et notre zone d'intérêt. La seconde permet de modéliser la modulation d'intensité du vecteur vent entre le large et notre zone d'intérêt.

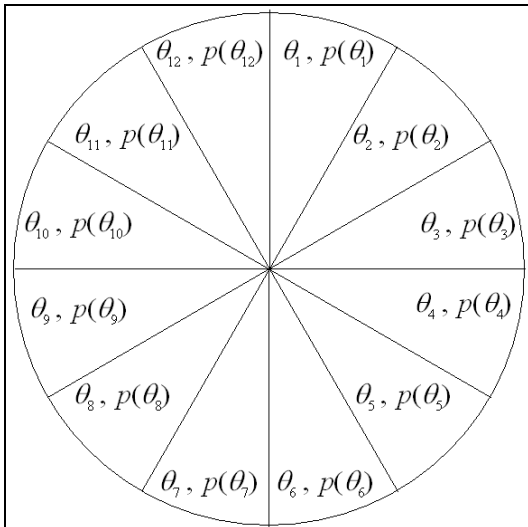


Figure V-2 : illustration de la représentation de l'information par secteur de direction pour $m = 30^\circ$. A chaque secteur de direction est associé un indice i variant de 1 à n . Ici $n = 12$. On définit alors l'espace des θ_i et $p(\theta_i)$.

5.3.1. Rotation du vecteur vent entre le large et notre zone d'intérêt

Tel qu'indiqué par la figure V-3, à un secteur de direction θ_i^l peuvent correspondre n secteurs de direction θ_j^c . Chaque combinaison a sa probabilité d'apparition $p(\theta_j^c / \theta_i^l)$. Alors, pour chaque secteur de direction au niveau de notre zone d'intérêt, on a :

$$p(\theta_j^c) = \sum_{i=1}^n p(\theta_j^c / \theta_i^l) p(\theta_i^l)$$

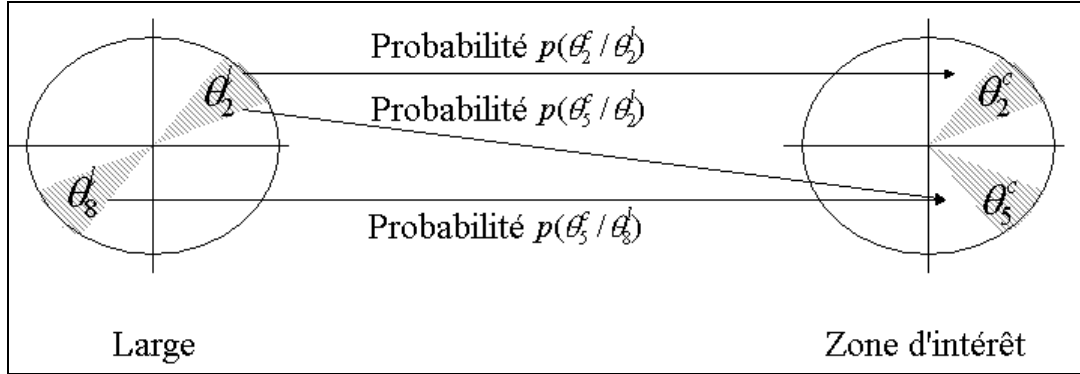


Figure V-3 : exemple de prise en compte de la rotation du vecteur vent. Les flèches représentent les liens entre les secteurs de direction. Les probabilités associées sont indiquées sur chaque flèche. Pour cet exemple, $m = 30^\circ$. Il y a donc 12 secteurs de direction possibles. Les vecteurs vent au large appartenant au secteur de direction θ_2^l peuvent connaître par exemple une rotation les menant à occuper le secteur de direction θ_2^c ou θ_5^c au niveau de notre zone d'intérêt avec leur probabilité respective $p(\theta_2^c / \theta_2^l)$ et $p(\theta_5^c / \theta_2^l)$. De même, le secteur de direction θ_8^l peut être lié au secteur de direction θ_5^c avec une probabilité $p(\theta_5^c / \theta_8^l)$.

5.3.2. Modulation de l'intensité du vecteur vent entre le large et notre zone d'intérêt

Tel qu'indiqué par la figure V-4, pour chaque combinaison de θ_i^l et θ_j^c , nous définissons la fonction de transfert $f_{i,j}$ mettant en correspondance u^l et u^c . Selon [3] ces relations sont linéaires. Dans la suite de notre démarche, nous ne faisons cependant pas d'hypothèses sur les fonctions de transfert. Ces fonctions sont telles que pour une combinaison de θ_i^l et θ_j^c , l'on a :

$$u^c = f_{i,j}(u^l) \text{ et } p(u^c / \theta_j^c) = p(u^l / \theta_i^l)$$

Comme précédemment, et comme illustré par la figure V-4, lorsque est décrit l'espace des θ_i^l possibles, plusieurs valeurs de i permettent la détermination de $p(u^c / \theta_j^c)$. Nous noterons ces résultats partiels $p_i(u^c / \theta_j^c)$. A ces $p_i(u^c / \theta_j^c)$ est associée la probabilité partielle d'obtenir le secteur θ_j^c , que nous noterons $p_i(\theta_j^c)$. Nous avons :

$$p(u^c / \theta_j^c) = \sum_{i=1}^n p_i(u^c / \theta_j^c) p_i(\theta_j^c)$$

et, en explicitant $p_i(\theta_j^c)$:

$$p(u^c / \theta_j^c) = \sum_{i=1}^n p_i(u^c / \theta_j^c) p(\theta_j^c / \theta_i^l) p(\theta_i^l) \text{ avec } u^c = f_{i,j}(u^l)$$

Ainsi, la connaissance des fonctions $f_{i,j}$ et des valeurs de $p(\theta_j^c / \theta_i^l)$ nous permet d'obtenir notre climatologie au niveau de notre zone d'intérêt à basse résolution spatiale à partir de notre climatologie au large à basse résolution spatiale, obtenue grâce aux diffusomètres.

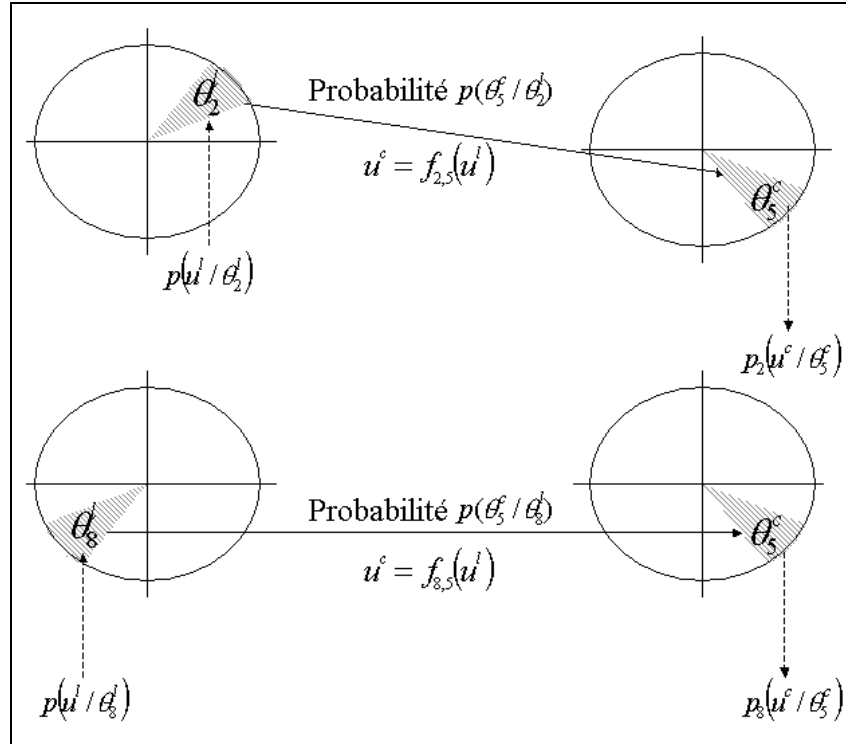


Figure V-4 : illustration du principe de mise en relation des vitesses du large et de notre zone d'intérêt en prenant en compte l'influence de la rotation du vecteur vent. Les probabilités et les fonctions associées sont indiquées sur chaque flèche. Pour cet exemple, $m = 30^\circ$. Il y a donc 12 secteurs de direction possibles. Les vecteurs vent au large appartenant au secteur de direction θ_2^l peuvent, par exemple, connaître une rotation les menant à occuper le secteur de direction θ_5^c au niveau de notre zone d'intérêt avec une probabilité $p(\theta_5^c / \theta_2^l)$ la fonction de transformation des vitesses est alors $f_{2,5}$. A une vitesse de vent u^l , nous faisons ensuite correspondre la valeur de u^c en tenant compte de la rotation du vent probable et de la fonction de transfert entre le large et notre zone d'intérêt associée.

5.4. Modèle de passage de basse à haute résolution spatiale

Nous changeons ici d'échelle spatiale. Nous passons d'une résolution de plusieurs dizaines de kilomètres à une résolution kilométrique. Comme vu au cours de ce document, le flux atmosphérique est complexe et variable et la connaissance de la direction du vent à fine échelle en zones côtières reste un axe de recherche actif. Cette information n'est pas réellement accessible à l'heure actuelle. Nous prenons en compte ce problème. Dans la suite, la direction du vent reste définie à grande échelle. Seul est pris en compte le module du vecteur vent à petite échelle. Nous cherchons alors à quantifier localement les variations de vitesse de vent par rapport à la moyenne.

Nous considérons que pour un secteur de direction donné, il existe un nombre fini de configurations du champ de vitesses vent à haute résolution spatiale. Ces champs sont obtenus par traitement d'images ROS au niveau de notre zone d'intérêt. Nous introduisons la notion de zone de survitesse de vent. Pour une surface donnée, il s'agit de zones où la variation de la vitesse du vent par rapport à la moyenne sur l'ensemble de la surface est constante. Ceci permet de subdiviser une carte de vent en zones de vitesses uniformes et donc de simplifier le champ de vent. Pour réaliser ce traitement, nous proposons une méthode au point 5.5.2. Un exemple est l'exemple présenté par la figure IV-15 du chapitre 4. Le champ de vitesses de vent localisé dans la partie haute de la figure présente deux zones de vitesses distinctes.

Le traitement des cartes de vitesses de vent nous permet l'obtention de zones de vitesses uniformes. Nous estimons que la forme de ces zones et leur localisation permet la classification des cartes de vent en "cas" de carte de vent à haute résolution spatiale. Un cas retranscrit la répartition spatiale des zones de survitesse de vent. Ceci nous permet pour chaque cas de vent d'attribuer la probabilité d'apparition :

$$p(C_k / \theta_j^c) \text{ avec } \sum_k p(C_k / \theta_j^c) = 1$$

où C représente un cas et k est l'indice du cas considéré pour l'angle θ_j^c au niveau de notre zone d'intérêt. En un point de coordonnées x et y sur la carte de vent, la vitesse u_{xy} obtenue est décomposée en :

$$u_{xy} = \overline{u_{xy}} + u'_{xy}$$

où $\overline{u_{xy}}$ représente la moyenne spatiale des vitesses de vent sur l'ensemble de la carte de vent, et u'_{xy} en représente la variation turbulente. $\overline{u_{xy}}$ correspond à u^c pour une valeur de θ_j^c fixée. La probabilité de cette grandeur est connue et s'exprime par $p(u^c / \theta_j^c)$. La composante de survitesse locale vaut, pour un θ_j^c fixé :

$$u'_{xy} = u_{xy} - u^c$$

Cette composante est définie pour chaque cas de vent. On l'écrira alors pour chacun des cas $u'_{xy,k}$. On a alors la valeur moyenne de cette composante, qui est la synthèse des cas détectés :

$$u'_{xy} = \sum_k u'_{xy,k} p(C_k / \theta_j^c)$$

La probabilité à haute résolution spatiale que nous recherchons, définie par secteur de direction s'obtient alors par :

$$p(u_{xy}^c / \theta_j^c) = p(u^c / \theta_j^c) \text{ avec } u_{xy} = u^c + u'_{xy}$$

En effectuant ce traitement pour chaque vitesse de vent u^c , ceci nous permet d'obtenir la fonction de densité de probabilité des vitesses de vent en chaque point de coordonnées x et y . Cette fonction de densité de probabilité peut ensuite être approchée par une caractéristique de Weibull à deux paramètres. Nous obtenons alors des cartes de paramètres de Weibull à haute résolution spatiale.

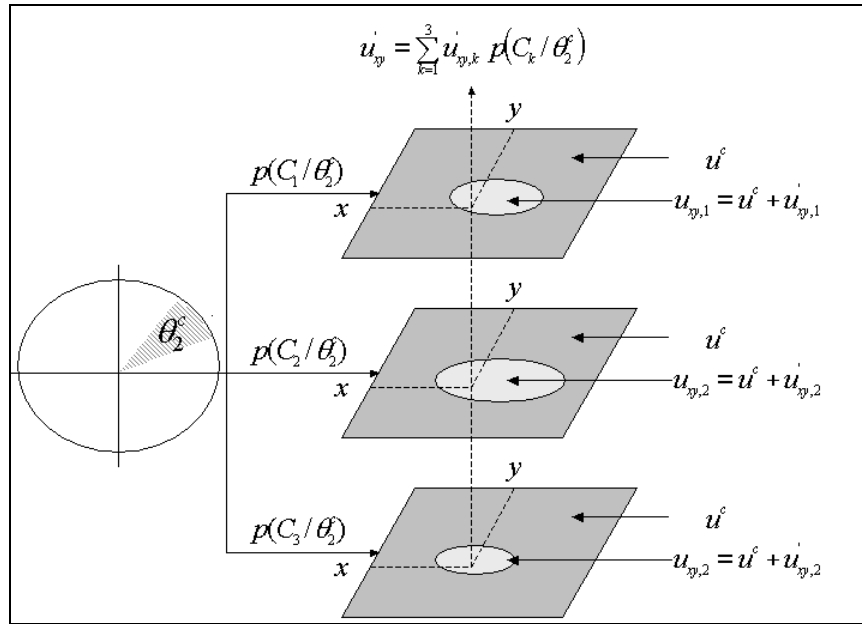


Figure V-5 : exemple de traitement de l'information par cas de vent. Pour le secteur de direction θ_2^c , 3 cas de vent sont identifiés, avec chacun leur probabilité d'apparition. Chacun de ces cas permet de calculer au point de coordonnées x et y la composante turbulente du vent $u'_{xy,k}$. Ceci permet de définir la composante turbulente moyenne en ce point u'_{xy} , en tenant compte de la probabilité de chaque cas.

5.5. Traitement opérationnel des données et application

L'approche présentée permet de tirer parti des qualités conjointes des données diffusométriques et ROS. Nous expliquons ici comment rendre cette approche opérationnelle. Les éléments à déterminer sont :

- pour le passage du large à notre zone d'intérêt : $p(\theta_j^c / \theta_i^l)$ et $u^c = f_{i,j}(u^l)$,
- pour le passage de basse à haute résolution spatiale : $p(C_k / \theta_j^c)$ et u'_{xy} ,

soient quatre types de paramètres. Il faut dans un premier temps calculer la climatologie au large à basse résolution spatiale à partir de données diffusométriques, comme détaillé au chapitre 4. Ensuite, pour déterminer les valeurs de nos paramètres, nous mettons en relation des données diffusométriques et des cartes de vent obtenues par traitement d'images ROS au niveau de notre zone d'intérêt. Il faut donc que les mesures soient effectuées au même instant t . Pour ce faire, nous nous reportons au point 4.2.3.3. du chapitre 4, où nous recensons les couples de satellites ayant volé simultanément.

5.5.1. Nombre d'images à traiter

Nous avons vu que pour le golfe du Lion, le nombre d'images disponible est au maximum de 600 (relevé effectué en novembre 2002). Pour le golfe du Lion, nous avons montré au chapitre 3 qu'il y a trois vents principaux, les autres directions étant peu représentatives. Les directions dominantes changent légèrement pour chaque station. Les indices i et j définis au paragraphe 5.3. peuvent donc chacun prendre 3 valeurs. Il faut donc déterminer au maximum 9 valeurs de $p(\theta_j^c / \theta_i^l)$ et $f_{i,j}$. Pour chacune des trois instanciation de j , il faut ensuite calculer les $p(C_k / \theta_j^c)$ et u'_{xy} . Le nombre de paramètres à calculer (n_{bpar}) est égal à la somme du nombre de cas possibles (k) pour chaque j .

Du point de vue statistique, la taille de l'échantillon minimal pour estimer les paramètres de la loi régissant une population est de 30 ([4]). Si nous considérons que 30 points sont nécessaires pour déterminer chacune des probabilités de changement de direction du vent entre le large et notre zone d'intérêt et chaque fonction associée, nous arrivons à un total de 270 images ROS à traiter pour déterminer les valeurs de $p(\theta_j^c / \theta_i^l)$ et $f_{i,j}$. Le nombre d'images permettant de déterminer les $p(C_k / \theta_j^c)$ et u'_{xy} dépend du nombre de cas pour chaque valeur de j et est égale à $30 \cdot nbpar$. Ce nombre d'images est à mettre en regard des travaux de [5], qui affirme que 2000 images ROS sont nécessaires pour l'établissement d'une climatologie.

Pour chacune de ces images ROS, nous calculons le champ de vitesses de vent. La direction du vecteur vent moyen est la somme des directions des vecteurs vents locaux, et sa norme est la moyenne des vitesses de vent locales.

5.5.2. Calcul des $p(\theta_j^c / \theta_i^l)$ et $u^c = f_{i,j}(u^l)$

Les $p(\theta_j^c / \theta_i^l)$ sont obtenus par dénombrement du nombre de cas correspondant à chaque rotation possible du vecteur vent entre le large et la côte. Dans le cas du golfe du Lion, 9 rotations sont probables, les autres valeurs de probabilités seront considérées comme nulles. On associe les θ_j^c calculées sur les 270 images ROS avec les θ_i^l mesurées au même instant par les diffusomètres, et on détermine ainsi les $p(\theta_j^c / \theta_i^l)$.

Les fonctions de transfert $f_{i,j}$ sont obtenues en traçant, pour chaque rotation possible, la caractéristique $u^c = f_{i,j}(u^l)$. Selon [3], cette relation est linéaire. Un faible nombre de points est alors suffisant, au minimum 2. Nos tests préliminaires de la relation proposée par [3] nous ont permis d'obtenir un nuage de points avec un axe bien marqué, même si la dispersion autour de cette axe est forte. Une régression par moindres carrés, ou le premier vecteur propre du nuage de points calculé par une analyse en composantes principales (ACP), pourront nous permettre d'établir cette relation linéaire entre le large et la côte.

5.5.3. Calcul des $p(C_k / \theta_j^c)$ et u'_{xy}

Nous classons ensuite les champs de vent à haute résolution spatiale en fonction de la direction moyenne du vent (θ_j^c). L'identification et le dénombrement des cas de vent (C_k) permet le calcul des $p(C_k / \theta_j^c)$. Pour chacun des cas, nous identifions les u'_{xy} par la relation :

$$u'_{xy} = \sum_k u'_{xy,k} p(C_k / \theta_j^c)$$

L'obtention des C_k n'est pas aisée. Un cas de vent est défini par une direction moyenne θ_j^c observée à basse résolution spatiale et par une distribution spatiale des survitesses u'_{xy} . Une approche à ce problème consiste à simplifier le champ de vent, notamment en éliminant les petites structures (de courte durée de vie), puis à rechercher et identifier les configurations communes. Ceci recoupe les travaux de [6] sur l'étude de la turbulence bidimensionnelle à partir de l'analyse en ondelettes du flux. L'utilisation de la transformation en ondelettes pour l'étude de la turbulence est de même étudiée par [7], qui souligne l'adéquation entre les spectres de Fourier et d'ondelettes de séries de mesures de vitesses de vent.

Concernant la simplification du champ, nous pensons que l'analyse multirésolution couplée à la transformation en ondelettes peut fournir une solution. Comme présenté au chapitre 4, cette transformation permet de définir hiérarchiquement l'information contenue dans une image. Les images de contexte constituent des approximations de l'image originale à différentes échelles. Nous pouvons donc étudier les différentes échelles de la turbulence en fonction du plan de contexte. Nous estimons que la sélection d'une échelle appropriée peut permettre de dégager de grands ensembles liés à l'influence de la côte sur le vent local.

L'identification des configurations communes constitue un problème de reconnaissance de formes. Il s'agit de regrouper les cartes présentant le même ensemble de formes. Parmi les méthodes existantes pour la reconnaissance des formes ([8]), une analyse en corrélation des cartes de vent calculées peut permettre une telle identification.

Pour réaliser simultanément la simplification du champ de vent et l'identification de ses configurations, une solution peut être une approche itérative calculant les coefficients de corrélation sur les plans de contextes successifs d'un jeu d'images.

5.5.4. Erreur d'évaluation - Représentation de l'ensemble des configurations

Deux cas sont à évaluer. Dans le premier cas, les valeurs de probabilités conditionnelles et les modèles associés sont représentatifs de l'ensemble des configurations apparaissant effectivement sur le site. Il faut alors évaluer l'erreur du modèle sur l'évaluation du potentiel éolien. Dans le second cas, l'ensemble d'images traitées ne permettent pas déterminer toutes les valeurs de probabilités, ou permettent de les déterminer partiellement. Il faut alors quantifier l'impact de ces indéterminations sur nos résultats. Ceci pourra permettre d'appliquer une correction sur les valeurs de paramètres de Weibull obtenus, comme nous l'avons proposé au chapitre 4 pour les données diffusométriques. Nous pourrions de plus déterminer le nombre précis d'images ROS nécessaires pour l'obtention de nos cartes de paramètres statistiques de vent pour une zone donnée.

5.6. Conclusion

Nous avons proposé une méthode permettant la propagation de paramètres statistiques de vent entre le large et notre zone d'intérêt, ceci afin d'évaluer le potentiel éolien en mer à partir de données de capteurs spatioportés. La solution proposée peut permettre de combler le manque de techniques existant à l'heure actuelle pour résoudre notre problème. Cette méthode s'inscrit dans un cadre mathématique formel. Ce cadre décrit l'ensemble des transformations que peut subir le vecteur vent entre le large et la zone d'intérêt. Il devra probablement évoluer, en fonction des tests qui seront réalisés de manière opérationnelle.

Cette méthode permet de tirer parti des qualités conjointes des capteurs diffusométriques et ROS. Dans la mesure où les grandeurs recherchées sont des paramètres statistiques, nous avons choisi une approche probabiliste. On limite ainsi le nombre d'images ROS nécessaires à l'obtention d'une climatologie côtière à haute résolution spatiale. Les images ROS ne sont utilisées que pour la conception de modèles statistiques, et non pas seules comme c'est le cas pour [5].

Nous indiquons comment appliquer cette méthode. Nous arrivons à la conclusion que les régimes de vent ont un impact sur le nombre d'images à traiter. Pour le golfe du Lion, 270 images peuvent convenir pour déterminer les paramètres de passage du large à la côte. Le nombre d'images nécessaire pour changer de résolution dépend du nombre de cas de vent, mais il est nécessaire ce nombre permette de quantifier les configurations du champ de vent de manière non biaisée. Il nous semble évident que le résultat dépend directement de la précision de la détermination des champs de probabilité et des fonctions associées.

5.7. Bibliographie

- [1] A. Bentamy, P. Queffeuilou, Y. Quilfen, K. Katsaros, "Intercomparisons of wind speed measurements derived from ERS1 scatterometer and altimeter and SSM/I over the tropical atlantic ocean," *Proccedings of Oceans'94 - oceans engineering for today's technology tomorrow's preservation*, 1994, vol. 1, pp. I-84 - I-87.
- [2] B. Furevik, E. Korsbakken, "Comparison of derived wind speed from synthetic aperture radar and scatterometer during the ERS tandem phase," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 38, n°2, pp. 1113-1121, 2000.
- [3] S. A. Hsu, *Coastal Meteorology*. Academic Press, Londres, Royaume-Uni, 1988.
- [4] H. Ventsel, *Théorie des probabilités*. Editions Mir, Moscou, Russie, 1973, pp. 563.
- [5] R. J. Barthelmie, S. C. Pryor, "Can satellite sampling of offshore wind speeds realistically represent wind speed distributions," *Journal of applied meteorology*, vol. 42, pp. 83-94, 2003.
- [6] M. Farge, "Transformée en ondelettes continue et application à la turbulence," *Société Mathématique Française*, 5 mai 1990.
- [7] G. G. Katul, J. D. Albertson, C. R. Chu, M. B. Parlange, "Intermittency in atmospheric surface layer turbulence: the orthonormal wavelet representation" dans *Wavelets in Geophysics - Wavelet Analysis and its applications*, Efi Foufoula-Goergiou & Praveen Kumar ed., Academic Press, Londres, Angleterre, 1994, ISBN 0-122-62850-0, pp. 81-105.
- [8] J. P. Coquerez, S. Philipp, *Analyse d'images: filtrage et segmentation*. Editions Masson, Paris, France, pp. 457, ISBN 2-225-84923-4, 1995.

Chapitre 6

Conclusion et perspectives

Ce travail de thèse s'inscrit dans le cadre du développement de l'implantation de parcs éoliens en mer. Ceci permet de contribuer notamment au respect des objectifs de Kyoto par l'Europe et constitue une étape dans la lutte contre le changement climatique global, tel que nous l'expliquons au chapitre 1.

Ces parcs sont, et seront, implantés dans la zone située entre 1,5 et 50 km de la côte. Pour localiser précisément leurs futurs lieux d'implantation, il est nécessaire d'évaluer la ressource éolienne en zones côtières. Ceci constitue une évaluation régionale du potentiel éolien. Cette phase se situe en amont du développement de projets éoliens à grande échelle. Elle permet de localiser les zones les plus ventées afin d'évaluer et optimiser le rendement des futurs parcs.

Pour réaliser cette évaluation régionale, il est nécessaire de disposer d'informations statistiques sur le vent local, afin d'en connaître les caractéristiques de vitesse et de direction. Ces informations statistiques peuvent être synthétisées par la rose des vents du site. Nous avons donc cherché une méthode permettant l'obtention de ces roses de vent pour les zones d'intérêt, y compris en zones côtières. La revue des méthodologies existantes pour l'évaluation du potentiel éolien, effectuée au chapitre 2, a montré les carences des méthodes existantes dans le cas des zones côtières. Nous avons montré que les méthodes existantes ne permettent pas de répondre en l'état à notre problématique. L'étude d'une méthode dédiée à l'évaluation du potentiel éolien en zones côtières était donc nécessaire.

Une fois ce problème posé, nous avons défini au chapitre 3 les quantités permettant l'évaluation du potentiel. A partir de données côtières, nous avons illustré la forte variabilité de ces quantités. Au vu de cette variabilité, il est nécessaire en mer de disposer de cartes à haute résolution spatiale permettant de caractériser le potentiel éolien. Ces cartes doivent permettre de retranscrire la puissance disponible sur le site en fonction de la direction du vent. Ceci peut être décrit par la caractéristique de Weibull à deux paramètres du site considéré, définie par secteurs de direction. Nous avons donc recherché à obtenir des cartes de paramètres de Weibull sectoriels avec une bonne précision spatiale et temporelle.

Notre problématique consistait donc en l'établissement d'une méthode dédiée à l'évaluation du potentiel éolien en zones côtières et permettant l'obtention de cartes de coefficients de Weibull définis de manière sectorielle. Plus brièvement, nous avons cherché à obtenir une représentation spatialisée d'informations statistiques. Les satellites d'observation de la Terre sont des instruments couramment utilisés pour l'obtention d'informations spatialisées de phénomènes physiques. Nous avons alors évalué l'apport possible de cette source d'information pour répondre à notre problème.

Le chapitre 4 nous a permis d'identifier les capteurs spatioportés de type radar comme nous permettant de nous acheminer vers une solution. A l'intérieur de ce groupe de capteurs, les radars diffusométriques présentent les caractéristiques les plus adaptées à notre problématique. Ces capteurs permettent à l'heure actuelle la mesure du vent en mer de manière opérationnelle. Nous avons montré que les diffusomètres spatioportés sont adaptés à notre application en matière de nature du vent mesuré, plages de vent mesurées et échantillonnage temporel des données. Cependant, ni leur répartition ni leur résolution spatiale ne permettaient de répondre directement à notre problème. Nous avons alors dû nous tourner vers l'utilisation de capteurs plus spécifiques pour approcher nos spécifications en matière de pas d'échantillonnage spatial. Ces capteurs sont les radars à ouverture synthétique (ROS), qui permettent l'obtention de cartes de vent à haute résolution en zones côtières. Afin d'augmenter la précision des champs de vent obtenus, nous avons montré l'apport de l'analyse multirésolution couplée à la transformation en ondelettes à notre problème. Nous avons de plus montré que ces capteurs ne peuvent être utilisés seuls pour l'établissement de climatologies à haute résolution spatiale conforme aux spécifications en matière de répétitivité des données.

Ainsi, nous avons montré que le satellite est une solution permettant de répondre à notre problématique. Cependant, plusieurs sources de données doivent être utilisées conjointement pour répondre à nos spécifications en termes de résolution spatiale et d'échantillonnage temporel des données. Dans ce cadre, nous nous sommes intéressés à développer une méthode permettant de tirer parti des qualités des mesures issues des diffusomètres et des ROS. Ceci est le propos du chapitre 5. Cette méthode, que nous n'avons pu tester, nous a permis de montrer comment obtenir les valeurs de

probabilité des vitesses de vent pour chaque secteur de direction. Dans la mesure où les grandeurs recherchées sont des valeurs statistiques, nous avons proposé une approche probabiliste du problème. Celle-ci a permis d'inscrire notre méthode dans un cadre mathématique rigoureux, hors de toute hypothèse sur les fonctions de transfert. Il s'agit d'une approche générique du problème.

Le chapitre 4 nous a permis de montrer comment il est possible d'obtenir les quantités que nous recherchons mais uniquement au large et à basse résolution spatiale. A partir de ces résultats, l'approche décrite au chapitre 5 comporte deux étapes principales. La première permet la migration des paramètres obtenus au large vers la zone côtière, la deuxième permet de changer de résolution. Cela permet de limiter le nombre d'images ROS nécessaires à l'obtention d'une climatologie côtière à haute résolution spatiale. Cette restriction du nombre d'images nécessaires permet de rendre la télédétection utilisable de manière opérationnelle pour notre application, ce qui représente une avancée majeure.

Notre thématique est exploratoire. La bibliographie montre que peu de travaux ont été effectués à l'heure actuelle sur le problème de l'évaluation du potentiel éolien maritime et l'obtention de statistiques de vent en zone côtière. Il s'agit d'un large champ d'investigation, pour lequel nous proposons une première approche à base de compilation de données satellitales. Elle devra être adaptée en fonction des résultats futurs.

Pour la méthode de passage de la basse à la haute résolution spatiale en zone côtière, nous proposons nos axes de réflexion basés sur l'utilisation de l'analyse multirésolution couplée à la transformation en ondelettes. Cette solution reste à étudier, concernant notamment le choix du ou des plans de contexte permettant l'analyse du champ de vent.

Il faudra ensuite évaluer les erreurs effectuées sur la détermination des valeurs de paramètres de Weibull obtenus, en fonction du nombre d'images traitées. Cela permettra de connaître l'impact d'une évaluation incomplète des configurations du champ de vent sur le résultat final. Ce point est crucial pour la validation de la méthode et son acceptation par les opérationnels du secteur éolien. Peu de mesures sont disponibles en zones côtières. Ceci limite la validité des modèles existants, et pose aussi la question de la validation des résultats. Une solution pourra être de comparer les résultats obtenus à des sorties de modèles météorologiques, ou de mesures côtières, voire de bouées. Simplement :

- les modèles météorologiques travaillent à grande échelle, de l'ordre de plusieurs dizaines de kilomètres, ce qui ne permet pas de valider les cartes obtenues à haute résolution spatiale,
- les données des sites côtiers sont peu applicables, du fait de la variabilité importante du potentiel éolien,
- les bouées sont pour la plupart situées au large des côtes.

A ce titre, la meilleure solution consiste à valider la méthode sur une zone où un parc éolien offshore est implanté depuis une longue période. Ceci permet de comparer les roses de vent sur le site ainsi que les évaluations énergétiques associées aux résultats du modèle.

Annexe A

Article publié dans le Bulletin de la
Société Française de
Photogrammétrie et Télédétection

EVALUATION DU POTENTIEL EOLIEN OFFSHORE PAR RADARS SPATIO-PORTES : VERS UNE APPROCHE MULTISOURCE

Nicolas FICHAUX et Thierry RANCHIN

Groupe Télédétection & Modélisation, Ecole des Mines de Paris
B.P 207 – 06904 Sophia Antipolis cedex, France
Téléphone: +33 (0) 4 93 95 74 88, e-mail : nicolas.fichaux@cenerg.cma.f

Résumé

Dans le cadre du développement de l'exploitation de l'énergie éolienne en *offshore*, une évaluation précise et fidèle de la ressource est cruciale pour l'implantation de parcs éoliens. De nos jours, cette évaluation est faite par le biais de mesures discrètes qui sont ensuite extrapolées, générant ainsi des cartes de vent globales. Les conditions locales de vent ne sont alors pas exprimées.

Au cours de cet article, est décrite une méthode permettant l'obtention de cartes de vent à haute résolution spatiale à partir d'images issues des capteurs RSO (Radar à Synthèse d'Ouverture) des satellites ERS. Le problème de la répétitivité des données est ensuite traité et les bases d'un algorithme de fusion de données sont posées. Le but est l'obtention de statistiques de vent sur une zone d'intérêt fixée à partir de données à haute résolution spatiale et temporelle.

Mots Clés : potentiel éolien, haute résolution, radar à synthèse d'ouverture (RSO), transformée en ondelettes

Abstract

In the framework of the offshore wind energy exploitation development, an accurate evaluation of the wind resource is crucial for sitting wind farms. This is currently done by extrapolating discrete measurements, thus generating global wind maps. Local wind conditions are then not expressed.

In this article, a method enabling to obtain high spatial resolution wind maps from ERS SAR (Synthetic Aperture Radar) images is described. The matter of data repetitiveness is then described and the basis of a data fusion algorithm are given. Our goal is to obtain wind statistics over a given area of interest from spatially accurate data.

Key-Words : wind potential, high resolution, Synthetic Aperture Radar (SAR), wavelet transform

1. Introduction

L'utilisation de sources d'énergie renouvelables est une priorité pour l'Europe, et notamment pour la France depuis la signature du protocole de Kyoto. Ainsi, l'Etat français a mis en place un programme de développement de l'exploitation de telles sources d'énergie. L'objectif pour l'année 2010 est un taux de production d'énergie par moyens renouvelables de 21%. Dans ce cadre, l'énergie éolienne a un rôle prépondérant à jouer, dans la mesure où le potentiel éolien est très important en France (51 TWh/an, représentant 14% de l'énergie consommée en 1997)¹. De plus, les technologies mises en jeu sont maîtrisées et relativement peu coûteuses. Les technologies *offshore* sont, quant à elles, vouées à se développer si l'on considère leurs avantages : le potentiel éolien offshore est aussi important qu'à terre (21600 TWh/an *offshore* et 29600 TWh/an à terre)¹. Les vents plus stables induisent moins de contraintes sur les matériaux et donc une durée de vie plus conséquente des éoliennes et surtout, les nuisances visuelles et sonores sont moindres.

Actuellement, les parcs sont éloignés 5 à 10 km de la côte. Afin d'assurer la rentabilité des sites de production,

il est nécessaire de localiser les zones les plus ventées et donc d'évaluer localement la ressource éolienne, ce qui n'est pas fait de nos jours.

Au vu de la taille des futures fermes éoliennes, la connaissance des vents avec une résolution de l'ordre du km² est nécessaire. Or à ce jour, l'évaluation de la ressource se fait par le biais de mesures issues de bouées, mats, bateaux ...

Ces données discrètes sont ensuite extrapolées à toute la zone d'intérêt au moyen de modèles tels que WASP®, les cartes de vent ainsi obtenues ont une résolution de l'ordre de 50 à 100 km. Les échelles locales de vent ne peuvent donc pas être prises en compte. De plus l'incertitude des résultats obtenus est grande au niveau des zones côtières.

Au cours de cet article, nous montrerons l'importante variabilité spatiale et temporelle des vents en zone côtière. Nous présenterons donc l'apport de la télédétection pour l'évaluation du potentiel éolien *offshore*. Puis un algorithme est présenté, permettant l'obtention de cartes de vent à haute résolution spatiale à partir d'images du capteur RSO (Radar à Synthèse d'Ouverture) des satellites ERS. Enfin, considérant la faible répétitivité des RSO ERS (35 jours pour ERS2), nos axes d'études sont présentés concernant la conception d'une méthode de fusion de données pour en

¹ voir <http://www.espace-eolien.fr>

améliorer la répétitivité. Ce dernier point est crucial pour l'obtention de statistiques de vent fidèles sur une zone d'implantation éventuelle de parcs éoliens *offshore*.

2. Zone d'études

La zone d'études est le Golfe du Lion. Cette zone est située au sud de la France, plus précisément en Languedoc-Roussillon, et a été le siège de l'expérience FETCH (Figure 1). Cette campagne est décrite ensuite. Notre zone d'intérêt, située dans la bande de 5 à 10 km de la côte, représente une surface de 100 km² (ADEME 1999, unpubl.).

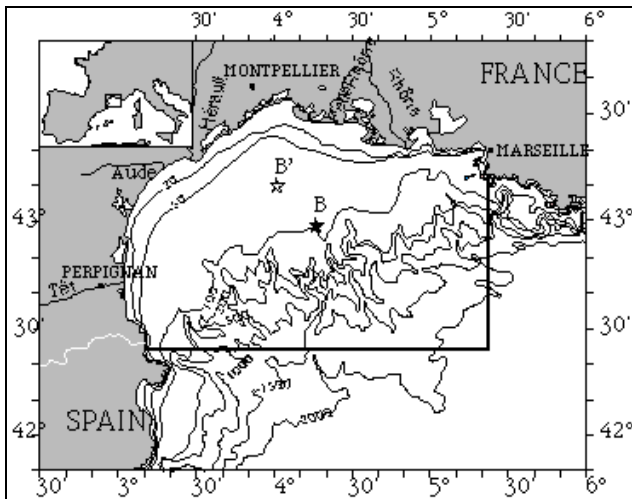


Figure 1 : Zone d'études de l'expérience FETCH - B & B' représentent respectivement la position de la bouée de mesures avant et après le 25/03/1998 – schéma issu du site de l'expérience³.

3. Données

La campagne FETCH² s'est déroulée de mars à avril 1998 dans le Golfe du Lion. Le but était l'étude des échanges océan / atmosphère et l'amélioration des techniques d'évaluation des champs de vent en mer par télédétection. Plusieurs sources de données étaient disponibles : un bateau, trois bouées et deux avions, chacun équipé de nombreux capteurs. La base de données a été complétée par les données des satellites ERS.

Dans cet article, nous utiliserons les images RSO PRI (PRrecision Image) d'une résolution de 12.5 m de l'expérience FETCH, ainsi que les valeurs de directions de vent mesurées par les différents capteurs disponibles. Les données de vent utilisées au §4 sont issues de quatre stations météorologiques (MétéoFrance). Ces stations, localisées autour du Golfe du Lion seront ici repérées par : Grande Motte (GM), Leucate (Leu), Sète, Sainte-Marie (Ste Marie).

4. Variation locale des composantes du vent

Dans cette partie, nous nous attachons à étudier la variabilité spatio-temporelle des paramètres vent.

La Figure 2 est issue de l'analyse des données des stations météorologiques. Moyenne et variance des vitesses ont été calculées à partir des données horaires acquises durant toute l'année 1998.

Notons que Leucate occupe une position particulière du fait de sa situation plus élevée et plus à l'intérieur des terres. Ces problèmes sont typiquement rencontrés lors de l'évaluation du potentiel éolien.

Comme nous pouvons le voir, bien que les moyennes des vitesses de vent soient similaires, leur variance est importante et, qui plus est, différente d'une station à l'autre. Ceci peut être expliqué par la différence de topographie de la côte d'une station à l'autre. Ceci induit que des effets côtiers locaux existent et doivent être pris en compte lors de l'évaluation du potentiel éolien.

Concernant la prise en compte de ces effets locaux par les méthodes actuelles, il faut considérer qu'actuellement l'évaluation du potentiel éolien est issue de l'analyse de données discrètes extrapolées à toute la zone d'intérêt. La Table 1 montre la corrélation des vitesses et directions de vent entre les quatre stations de mesure. Les coefficients de corrélation sont faibles, induisant qu'il n'y a qu'une relation lâche entre les conditions de vent des quatre endroits. Ainsi, il apparaît difficile de déduire les conditions de vent d'un point à l'autre de la zone d'intérêt, les deux endroits ayant des conditions particulières. De ce constat, il peut être conclut que des mesures discrètes sur la zone d'intérêt ne suffisent pas. Ainsi, une analyse globale à haute résolution de la zone d'intérêt est nécessaire.

La télédétection permet une vision globale des phénomènes et est ainsi adaptée à ces problématiques (Johannessen & Korsbakken 1998). Dans ce cadre, une méthode d'extraction des paramètres du vent à partir de données satellites est maintenant présentée.

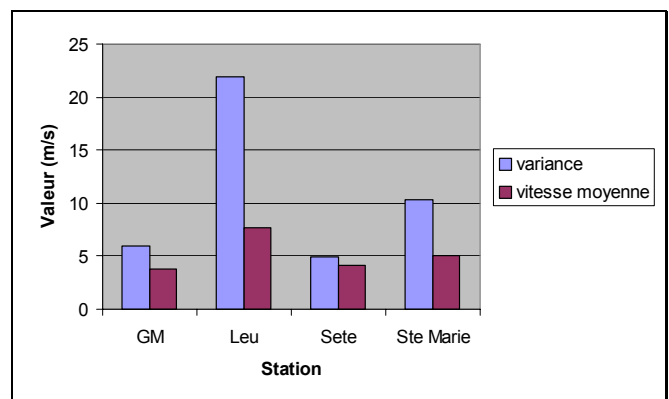


Figure 2: Vitesse moyenne et variance des vents mesurés par les quatre stations météorologiques dans le Golfe du Lion (données horaires pour l'année 1998)

² voir <http://dataserv.cetp.ipsl.fr/FETCH>

Correlation en vitesse	GM	Leu	Sete	Ste Marie
GM	1	0,3774522	0,4611465	0,6532521
Leu	0,3774522	1	0,5925337	0,4680313
Sete	0,4611465	0,5925337	1	0,4933199
Ste Marie	0,6532521	0,4680313	0,4933199	1

Correlation en direction	GM	Leu	Sete	Ste Marie
GM	1	0,3187045	0,5498439	0,4933999
Leu	0,3187045	1	0,4662512	0,3479979
Sete	0,5498439	0,4662512	1	0,5489907
Ste Marie	0,4933999	0,3479979	0,5489907	1

Table 1 : Corrélations en vitesse et direction pour les quatre stations

5. Contexte

Ici sont brièvement exposés le contexte physique de notre étude et les concepts principaux qui seront utilisés.

Le vent, sur la mer, crée des vagues qui ont une longueur d'onde donnée (1 cm à 1 km). Ainsi, l'observation de la surface marine à ces longueurs d'onde permet l'extraction des composantes du vent (vitesse et direction). La mer est alors l'interface permettant la mesure du vent par l'observation de ses effets.

Les capteurs RSO, tels ceux à bord des satellites ERS1 & 2, sont qualifiés de 'tout temps, tout instant'. Pour ce type de capteurs, le principal effet à la surface de la mer contribuant au signal est le phénomène de Bragg. Dans l'hypothèse de Bragg, les vagues sont responsables du signal mesuré par le capteur. Ceci est dû à l'interaction entre les vagues de la surface marine, à une longueur d'onde donnée, et l'onde radar. En considérant l'effet de Bragg seul, comme les RSO ERS travaillent en bande C (fréquence : 5.3 GHz), la partie du spectre de la surface marine intervenant dans l'imagerie a une longueur d'onde comprise entre 5 et 10 cm. Ceci correspond au domaine des vagues de vent. La vitesse de vent minimale généralement admise permettant de générer de telles vagues est de 3 à 4 m/s. Ainsi, ces capteurs ne permettent-ils pas de détecter des vents de vitesses inférieures.

D'autres phénomènes interviennent dans le processus d'imagerie de la surface marine (Kerbaol, 1997) tel que l'effet de 'tilt'. Cet effet est purement géométrique : les diffuseurs de Bragg sont vus à des angles variables du fait de la présence de vagues de plus grande longueur d'onde. Ainsi, le signal reçu est modulé et les vagues de vent sont visibles sur l'image radar. Il sera montré que ce phénomène nous permet d'extraire la direction des vagues de vent.

Afin d'extraire vitesse et direction du vent à partir des données RSO, deux modèles principaux existent qui ont été créés pour travailler sur les données issues des diffusomètres (Stoffelen & Anderson 1993), mais qui sont applicables aux données RSO (Furevik & Korsbakken 2000; Horstmann et al. 1998; Korsbakken & Furevik 1998; Vandermark et al. 1998; Horstmann et al. 1997; Rosenthal et al. 1995; Quilfen et al. 1994). Il s'agit de l'algorithme CMOD4 (Stoffelen & Anderson 1997), développé par l'ESA, et l'algorithme CMOD_ifr2 mis au

point par l'Ifremer. Ces modèles fournissent un coefficient de rétrodiffusion pour une vitesse et une direction du vent ainsi qu'un angle d'incidence donné. Ces modèles sont définis pour des vitesses de vent comprises entre 4 et 30 m/s et ont une précision de 2 m/s en vitesse et 15° en direction. De plus, ces deux modèles donnent des résultats de vitesses de vent équivalents à 1.6 m/s près. Le modèle CMOD4 a été démontré comme étant plus précis que CMOD_ifr2 pour de basses vitesses de vent et moins précis à hautes vitesses. Mais Donnelly *et al.* (1999) ont re-calibré CMOD4 pour de hautes vitesses de vent, créant ainsi le modèle CMOD4HW (High Wind). Dans cette étude, nous utiliserons le modèle CMOD4. Ce modèle, contrairement au modèle CMOD_ifr2, a une caractéristique croissante et monotone, ce qui nous permet de l'inverser, tel qu'illustré §6.1.3.

6. Algorithme d'extraction combinée vitesse / direction du vent

Les modèles CMOD fournissent un coefficient de rétrodiffusion pour une vitesse et une direction du vent ainsi qu'un angle d'incidence donné. Le modèle doit être inversé afin de connaître la vitesse et la direction du vent. Comme le coefficient de rétrodiffusion et l'angle d'incidence sont connus en tout point de l'image RSO, un des paramètres (vitesse ou direction) doit être connu afin de pouvoir extraire le second (Mastenbroek, 1998). Furevik & Korsbakken (2000) établirent que, connaissant précisément la direction du vent, il est possible d'établir une carte des vitesses de vent à une résolution de 500m. Wackerman *et al.* (1996) mirent au point une méthode originale d'extraction de la direction du vent et obtinrent ainsi une carte des vents à une résolution de 16 km. Leur approche est basée sur l'effet de *tilt* : les diffuseurs de Bragg étant modulés par les vagues de vent, des structures de basse fréquence spatiale apparaissent sur les images RSO. Comme ces structures sont dues au vent, leur direction permet une bonne estimation de la direction du vent (Section 5). L'extraction de cette direction peut être réalisée par l'application de techniques de traitement du signal, ainsi que nous le détaillons maintenant.

Une propriété de la transformée de Fourier rapide, (TFR), lors de son application à un signal à deux dimensions (une image) est la possibilité d'obtenir l'orientation des structures spatiales de l'image. Wackerman et al. (1996) appliquèrent cette méthode pour l'extraction de la direction des structures dues au vent. Cependant, l'image a dû être moyennée afin de limiter les effets du chatoiement (speckle), entre autres. Ceci explique la faible résolution de la grille des vents obtenue. L'approche détaillée ensuite (Figure 3) est apparentée à cette méthode, mais adaptée à l'obtention de cartes de vent à haute résolution spatiale : une TFR est appliquée sur l'image des vagues de vent, cette dernière étant obtenue lors du calcul d'une transformée en ondelettes (TO). La méthode globale peut être scindée en deux parties principales, l'une traitant de l'extraction des

directions locales de vent et l'autre permettant l'extraction des vitesses.

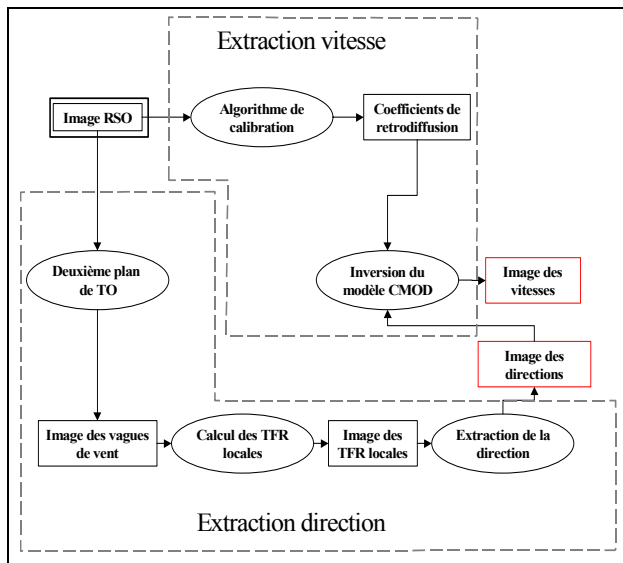


Figure 3: Algorithme d'extraction combinée vitesse et direction du vent à partir d'images RSO

6.1. Extraction de la direction du vent

Dans ce chapitre est présentée une méthode d'extraction de la direction du vent à partir d'images RSO. Cette méthode est basée sur l'application de TFR locales sur l'image des vagues de vent obtenue par transformée en ondelettes.

6.1.1. Algorithme de transformée en ondelettes

Mallat (1989) fut le premier à introduire le concept d'algorithme multirésolution (AMR) pour une représentation multiéchelle. La Figure 4 est une description du fonctionnement des algorithmes pyramidaux. A partir de l'image originale (bas de la pyramide), la méthode AMR permet le calcul des approximations successives de résolution de plus en plus basse. Ainsi, les différents niveaux de la pyramide représentent les différents niveaux d'approximation de l'image originale. Afin de décrire la différence d'informations entre deux approximations, Mallat associa mathématiquement la méthode AMR avec la TO. Ainsi, la TO décrit la différence d'informations entre deux approximations successives. Ainsi, lors de l'application de la méthode AMR par utilisation de TO, le contenu en information de l'image de télédétection est décrit hiérarchiquement (Ranchin, 1997).

L'algorithme utilisé a été proposé par Dutilleul (1987). A partir de l'image originale, l'algorithme « à trous » permet le calcul des approximations successives par moyennage du niveau précédent. Les coefficients d'ondelettes (résultat de l'application d'une transformée en ondelettes sur le signal ou l'image) sont donnés par la différence pixel à pixel entre deux approximations successives.

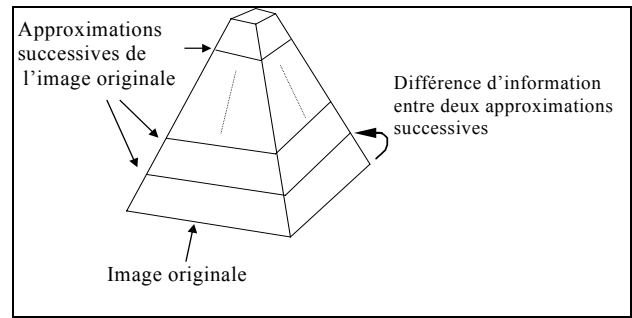


Figure 4: Représentation des approximations successives d'une image par un algorithme multirésolution

Nous appliquons cette méthode à nos images RSO.

Il s'agit d'une décomposition du spectre de notre signal par bandes de fréquences. Ce spectre est lié, par l'effet de résonance de Bragg et l'effet de tilt, au spectre de la surface marine. La surface marine est décomposée en ses différentes fréquences à l'aide de la transformée en ondelettes..

Nous nous intéressons au second plan de coefficients d'ondelettes. Ce plan caractérise la différence d'information entre une résolution de 25 m et une résolution de 50 m, il contient donc les primitives dont la répétitivité spatiale se situe entre 25 et 50 m. La fréquence spatiale de ces primitives est située dans le domaine des vagues générées par le vent (ou 'mer du vent').

6.1.2. Application de TFR locales

Afin d'extraire la direction du vent, une TFR à fenêtre glissante est appliquée sur l'image de la mer du vent : le spectre est calculé sur des vignettes successives de l'image des coefficients d'ondelettes. Ainsi, le maximum d'intensité spectrale est lié au spectre des vagues. Donc, la direction indiquée par ces maximums spectraux est la direction locale de la mer du vent et donc du vent lui-même. La Figure 5 illustre ce principe : la direction du vent est clairement visible.

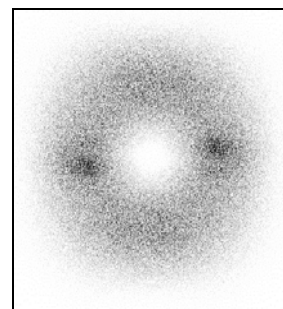


Figure 5 : Spectre local de la mer du vent obtenu par TFR

Cette méthode a été appliquée sur une image RSO PRI du satellite ERS2 issue de la base de données de l'expérience FETCH acquise le 19/03/1998 à 10:29. Le numéro d'orbite est 15221 et la scène porte le numéro 2745. L'orbite étant descendante, l'est et l'ouest sont inversés.

La direction du vent a été mesurée à cet instant à proximité de la zone de prise de vue par les quatre capteurs à bord du bateau de l'expérience FETCH.

La direction mesurée était de 300° nord (positif vers l'est). Un extrait de l'image RSO de 1024×1024 pixels a été réalisé. Les vecteurs vent ont été obtenus à partir de vignettes de taille 128×128 pixels. En considérant que la résolution des données RSO PRI est de 12.5 m, la carte des directions de vent obtenue a donc une résolution de 1600 m. Il faut signaler que la méthode ici présentée est conçue pour fonctionner éventuellement à plus haute résolution.

La Figure 6 présente les résultats obtenus : les directions locales du vent (segments blancs) sont à comparer avec la direction mesurée à bord du bateau (flèche). Nous pouvons voir que le champ de directions obtenu est cohérent et, de plus, correspond aux mesures *in situ* effectuées avec une erreur inférieure à 15° , donc adaptée à la précision en direction des CMOD.

Des artefacts sont présents, dus à la présence de phénomènes de plus grande longueur d'onde à haute cohérence spatiale. Ils n'ont pas été filtrés par notre méthode car la TO assure la décorrélation partielle des différentes échelles, mais pas leur indépendance. Ces artefacts motivent de futurs développements, tel par exemple un algorithme permettant de prendre en compte le fait qu'au sein d'un champ de vent les directions varient de façon progressive (hors présence de fronts).

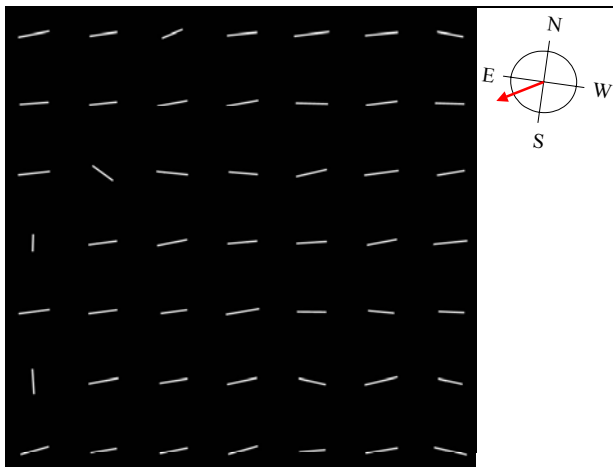


Figure 6 : Champ de directions du vent obtenu

6.1.3. Inversion du modèle CMOD4

Nous utilisons les directions de vent obtenues pour inverser le modèle CMOD4.

Celui-ci fournit un coefficient de rétrodiffusion pour une vitesse et une direction du vent ainsi qu'un angle d'incidence donné. Comme ce modèle comprend une sortie et trois entrées, il ne peut être inversé directement. La Figure 7 montre que, pour ce modèle, le coefficient de rétrodiffusion est croissant en fonction de la vitesse pour un angle d'incidence et une direction de vent donnés. Ainsi, comme nous connaissons en chaque point la direction du vent, l'angle d'incidence local et le coefficient

de rétrodiffusion, nous pouvons déduire la vitesse du vent.

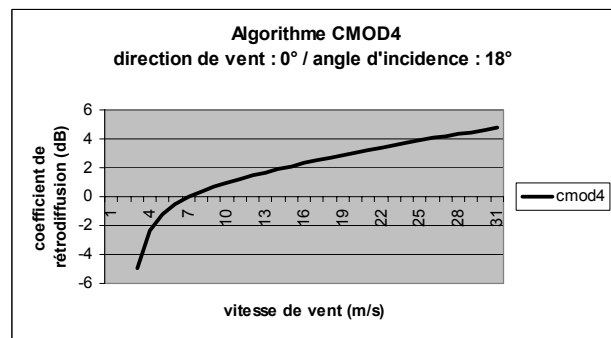


Figure 7 : Variation du coefficient de rétrodiffusion en fonction de la vitesse, obtenu par le modèle CMOD4 pour un angle d'incidence donné et une direction de vent fixée

6.2. Résultats attendus

Comme vu au paragraphe précédent, une carte des directions locales du vent peut être obtenue. La prochaine étape consiste en l'obtention des champs de vitesse. Le logiciel est actuellement en cours d'évaluation. L'originalité de cette méthode consiste en deux points : tout d'abord, les cartes de vent obtenues ont une résolution proche du kilomètre et ensuite l'extraction des champs de vent se fait à partir d'une seule source de données, tel que présenté Figure 3.

7. Fusion de données

Notre objectif est l'obtention de statistiques du potentiel de vent pour une zone donnée. Il s'agit d'obtenir, pour chacune des directions de vent les plus fréquentes sur la zone d'intérêt, la densité de probabilité d'apparition du vent. D'autres paramètres comme la variabilité quotidienne, hebdomadaire, mensuelle et inter-annuelle sont nécessaires.

Cependant, si l'on considère la répétitivité des données disponibles à partir du capteur RSO du satellite ERS *i.e.* 35 jours, la conclusion est que d'autres sources de données doivent être utilisées.

Bentamy et al. (1995) comparèrent les champs de vent obtenus par le diffusomètre du satellite ERS1, un altimètre et le capteur *Special Sensor Microwave Imager* (SSM/I) à bord des satellites américains du programme DMSP (*Defense Meteorological Satellite Program*). Les champs de vent obtenus faisaient montre d'une grande cohérence, à 2 m/s près, et ce bien que la résolution de ces capteurs soit très différente : 50 km pour le diffusomètre, 7 km pour l'altimètre et 25 km pour le capteur SSM/I. Cet exemple démontre la possibilité d'utilisation de différents capteurs pour l'extraction des champs de vent en mer.

Concernant les données de télédétection seules, une méthode de fusion de données est nécessaire. Le principe est d'analyser la zone d'intérêt à partir de cartes de vent à haute résolution. Une fois la zone cartographiée, le principe est de déduire, à partir des données de vent à basse résolution spatiale (donc en haute mer), la configuration des vents à la côte. Ceci

revient à synthétiser des cartes de vent à haute résolution à partir de données à basse résolution éloignées.

De plus, nous nous attacherons à lier nos résultats à des logiciels de simulation de potentiel éolien terrestre. A l'heure actuelle, ces logiciels rencontrent de cruciaux problèmes limitant leur utilisation, du fait du manque de données météorologiques locales en mer.

8. Conclusion

Cet article présentait nos recherches en cours, concernant l'obtention de statistiques de vent à partir de données à haute résolution spatiale et temporelle. Dans ce cadre, a été montrée l'utilité de la télédétection.

Ensuite, a été présentée une méthode permettant l'obtention de champs de vent de haute résolution spatiale. Cette méthode met en œuvre des techniques avancées de traitement du signal et permet l'obtention de champs de vent à une résolution de l'ordre du km². L'originalité de cette méthode consiste en la mise en œuvre d'une seule source de données.

Enfin, le problème de la précision temporelle a été posé. A cet effet, a été exposé le besoin d'un algorithme performant de fusion de données.

En conclusion, nous pouvons dire que, bien que des perfectionnements soient nécessaires, la possibilité d'obtenir des champs de vent à haute résolution spatiale a été démontrée. Nos futurs travaux porteront sur le développement d'une méthode originale de fusion de données permettant en premier lieu la synthèse de cartes de vent à haute résolution spatiale et ensuite l'obtention de statistiques de vent sur la zone d'intérêt.

9. Remerciements

Ces travaux se déroulent en collaboration avec l'ADEME (Agence pour le Développement Et la Maîtrise de l'Energie).

Nous remercions Danièle Hauser (CETP) pour l'accès à la base de données de l'expérience FETCH.

10. Bibliographie

- ADEME, 1999. Etude de l'éolien offshore en Languedoc-Roussillon
- Bentamy A., Queffeuilou P., Chapron B., Katsaros K. (1995) Wind fields from scatterometer, altimeter & Special Sensor Microwave/Imager, *IGARSS'94 International Geoscience and Remote Sensing Symposium XXX(2)*, pp. 1116-1118
- Donnelly W.J., Carswell J.R., McIntosh R.E., Chang P.S., Wilkerson J., Marks F., Black P.G. (1999) Revised ocean backscatter models at C & Ku band under high wind conditions. *Journal of Geophysical Research* 104(C5), pp. 11485-11497
- Dutilleul P. (1987) An implementation of the "algorithme à trous" to compute the wavelet transform. *Proceedings du congrès ondelettes et méthodes temps-fréquence et espace des phases*, Marseille (France), Springer Verlag Editors, 14-18 décembre 1987, pp. 298-304
- Furevik B. & Korsbakken E. (2000) Comparison of derived wind speed from SAR and scatterometer during the ERS tandem phase, *IEEE transaction on geoscience and remote sensing* 38(2), pp. 1113-1121
- Horstmann J., Koch W., Lehner S., Rosenthal W. (1998) Ocean wind fields and their variability derived from SAR, *ESA special earth observation quarterly* 59, pp. 8-12
- Horstmann J., Lehner S., Koch W., Rosenthal W. (1997) Wind fields from ERS SAR compared with a mesoscale atmospheric model near the coast, *Space at service of our environment; Proc. intern. symp., Florence, 17-21 March 1997*, pp. 1205-1209
- Johannessen O.M. & Korsbakken E. (1998) Determination of Wind energy from SAR images for siting windmills locations, *ESA special earth observation quarterly* 59, pp. 2-4
- Kerbaol V. (1997) *Analyse spectrale et statistique vent-vague des images radar à ouverture synthétique (ROS) – Application aux données des satellites ERS1/2*, Thèse de doctorat, Rennes I, France, pp. 185
- Korsbakken E. & Furevik B. (1998) Wind field retrieval compared with scatterometer wind field during the ERS tandem phase, *ESA special earth observation quarterly* 59, pp. 23-26
- Mastenbroek K. (1998), High resolution wind fields from ERS SAR, *ESA special earth observation quarterly* 59, pp. 20-22
- Mallat S.G. (1989) A theory for multiresolution signal decomposition: the wavelet representation, *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence* 11, 7, pp. 674-693
- Quilfen Y., Bentamy A., Queffeuilou P., Chapron B. (1994) Calibration / Validation of ERS_1 wind scatterometer precision products, *IGARSS'94 International Geoscience and Remote Sensing Symposium, XXX(2)*, pp. 945-947
- Ranchin T. (1997) Wavelets, remote sensing and environmental modelling, *Proceedings of the 15th IMACS World Congress on Scientific Computation, Modelling, and Applied Mathematics*, Berlin, Germany, 24-29 August 1997: *Application in Modelling and Simulation*, Vol.6, edited by Achim Sydow, pp. 27-34
- Rosenthal W., Lehner S., Horstmann J., Koch W. (1995) Wind measurements using ERS1 SAR, *Proceedings of the second ERS applications symposium, London, 6-8 December 1995*
- Stoffelen Ad. & Anderson D. (1997) Scatterometer data interpretation: estimation and validation of the transfer function CMOD4, *Journal of Geophysical Research* 102(C3), pp. 5767-5780
- Stoffelen Ad. & Anderson D. (1993) Characterisation of ERS1 scatterometer measurements and wind retrieval, *Space at the service of our environment; Proc. intern. symp., Hamburg, 11-14 October 1993*, pp. 997-1001
- Vandermark D., Vachon P.W., Chapron B. (1998). Assessment of ERS1 SAR wind speed estimates using an airborne altimeter, *ESA special earth observation quarterly* 59, pp. 5-8
- Wackerman C.C., Rufenach C.L., Schuman R.A., Johannessen J.A., Davidson K.L. (1996), Wind vector retrieval using ERS1 Synthetic Aperture Radar Imagery, *IEEE transaction on geoscience and remote sensing* 34(6), pp. 1343-1352

Annexe B

Article publié dans le *Canadian
Journal of Remote Sensing*

Combined extraction of high spatial resolution wind speed and direction from SAR images: a new approach using wavelet transform

Nicolas Fichaux and Thierry Ranchin

Groupe Télédétection & Modélisation, Ecole des Mines de Paris

B.P 207 – 06904 Sophia Antipolis cedex, France

Phone: +33 (0) 4 93 95 74 88, e-mail: nicolas.fichaux@cenerg.cma.fr

ABSTRACT: Low spatial resolution wind extraction from scatterometer data has reached an operational status and the results are widely used in global scale meteorological models. A new need is emerging concerning high spatial resolution wind fields extraction for the offshore industry. This can be managed by using high spatial resolution data, such as those of Synthetic aperture Radar (SAR) sensors.

This paper presents a combined wind parameters extraction algorithm at high spatial resolution from a single SAR image. This algorithm makes use of advanced signal processing tools. The results are compared to *in situ* data and future prospects are presented.

RESUME: L'extraction des paramètres de vent à basse résolution spatiale à partir de données diffusométriques est une technologie opérationnelle. Les résultats en sont utilisés comme entrées de modèles météorologiques à grande échelle. Un nouveau besoin émerge actuellement, concernant l'extraction des paramètres de vent à haute résolution spatiale pour l'industrie offshore. Ceci peut être réalisé grâce aux données des capteurs Radar à Ouverture Synthétique (ROS).

Le présent article présente un nouvel algorithme d'extraction combinée des paramètres du vent à haute résolution spatiale à partir d'une unique image ROS. Cet algorithme utilise des technologies avancées de traitement du signal. Les résultats obtenus sont comparés aux données *in situ* et les perspectives de développement sont présentées.

INTRODUCTION

Much effort has been spent to compute wind parameters from satellite data (Wackerman and al., 1996). Nowadays, several operational space missions provide such information and their outputs are assimilated into numerical models for weather forecasting¹. The grid cell is then 50 to 100 km.

The situation in coastal areas is more complex, considering the larger spatial variability. For offshore industrial applications, an accurate description of the wind field requires a kilometer scale cell size. In this paper, an algorithm is described, which has been designed to provide fine scale wind maps from ERS SAR (Synthetic Aperture Radar) images. This algorithm makes use of advanced signal processing tools: a Fourier analysis is applied on a wavelet transformation of the SAR image. A combined extraction of wind direction and speed from a single image is achieved. Comparison of results with *in situ* measurements shows a good agreement between the computed values and *in situ* measurements for high wind speed areas. Improvements are presented to make the method less sensitive to noise and make it more applicable to low wind speed areas.

STATE OF ART

Physical phenomena

Radar sensors, such as those carried by ERS1 & 2, are 'any time, any weather' sensors². These active sensors provide an image of backscattering coefficients. These coefficients are linked to the sea surface roughness corresponding to the waves.

The main effect contributing to backscattering is Bragg scattering. In the Bragg hypothesis, the wavelength of waves interacting with the radar signal is proportional to the wavelength of the radar echo. ERS radar sensors are C-Band sensors (frequency: 5.3 GHz). The waves that contribute to the imaging process have a 5 to 10 cm wavelength, which is inside the wind wave wavelength domain (Kerbaol, 1997). The lowest wind able to generate such waves has a 3 to 4 m/s speed. Accordingly, wind at higher speed will be detected.

An additional effect that can be observed is the tilt effect: waves with longer wavelength modulate the wind waves. These make the Bragg backscatters to be seen at various angles by the SAR. It follows that backscattering coefficients are modulated, which makes these waves of longer wavelength appearing on the radar image.

¹ <http://www.ecmwf.int>

² <http://earth.esa.int>

SAR images for high resolution wind fields retrieval

Models have been developed to extract both wind speed and direction from radar images in C band. They have been calibrated for scatterometer data (Stoffelen and Anderson, 1993). Several studies have demonstrated that they are still efficient when applied on C band SAR data (Fetterer and *al.*, 1998; Furevik and Korsbakken, 2000; Horstmann and *al.*, 1998; Korsbakken and Furevik, 1998; Vandermark and *al.*, 1998; Horstmann and *al.*, 1997; Monaldo and *al.*, 2001; Rosenthal and *al.*, 1995; Quilfen and *al.*, 1995). The CMOD4 algorithm (Stoffelen and Anderson, 1997) developed by the European Space Agency (ESA), and the CMOD_ifr2 algorithm developed by l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (Ifremer) (Quilfen and *al.*, 1995) are such models. The backscattering coefficient is linked to the wind speed, wind direction and incidence angle of the radar beam. The validity domain of these models is 4 to 30 m/s for the wind speed. Their accuracy is 15° for wind direction and 2 m/s (Root Mean Square Error (RMSE)) for wind speed. In this study, the CMOD4 model is used.

The CMOD models provide a backscattering coefficient from given wind speed, wind direction and incidence angle. To obtain wind speed and direction, these models have to be inverted. As the incidence angle and backscattering coefficient are known at each point of the SAR image, one of the parameter (speed or direction) must be known to obtain the other one (Mastenbroek, 1998). Furevik and Korsbakken (2000) indicated that, if the wind direction is well known, it is possible to extract wind speed from SAR images with 500 meter accuracy.

A property of the two-dimensional Fast Fourier Transform (FFT), can be used for the wind direction extraction. When applied on a two-dimensional signal (an image), the FFT provides the orientation of the spatial frequencies in the image. Wackerman and *al.* (1996) applied a local FFT on a SAR image to extract the wind direction at a 16 km cell resolution. Their approach was based on the extraction of the direction of the wind rows at large scale. The directions are indicated by the position of the maximum of the Fourier spectrum calculated on sub-images. They obtained a map of wind direction estimates, with a resolution adapted to the scale of the phenomena they studied.

The approach developed (Figure 1), is nearly the same but adapted to finer scale wind fields extraction: the wind direction is extracted from the observation of the wind generated waves with a wavelength in the order of 30 to 80 meters. The bandwidth frequency corresponding to these wind waves do not appear when directly applying a Fourier transform on the SAR signal at the scales that are considered. Considering the complexity of the spectrum obtained, the wind wave signal can be considered as 'noise' (Figure 4). The solution remains in decorrelating the SAR spectrum to exploit the wind wave bandwidth (Figure 3).

The developed method is based on the application of a local FFT on the image after a Multiresolution Analysis combined with a Wavelet Transform (WT) has been applied on the radar image.

COMBINED WIND SPEED AND DIRECTION EXTRACTION ALGORITHM

The CMOD4 model has to be inverted. Two parameters are unknown: the wind speed and the wind direction. The strategy is to extract the wind direction at fine scale and then to invert the CMOD4 model. Two main parts represent the algorithm: the wind direction extraction part and the wind speed computation part (Figure 1).

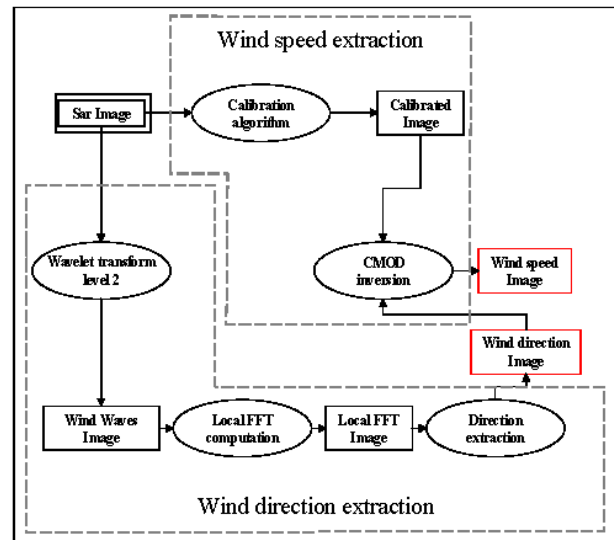


Figure 1: Combined approach for wind speed and direction extraction from SAR image.

Extracting wind direction

In this section, is presented the wind direction extraction part from SAR images. This method is based on the application of local FFT on an image resulting from WT application.

Multiresolution analysis and Wavelet Transform

Mallat (1989) first introduced the concept of multiresolution algorithm (MRA) for multiscale representation. Figure 2 is a very convenient description of pyramidal algorithms. From the original image (bottom of the pyramid), MRA allows the computation of successive approximations with coarser and coarser spatial resolutions. Climbing the pyramid, the different floors represent successive approximations. To describe difference of information between two successive approximations, Mallat (1989) has mathematically associated MRA with the WT. In this case, the wavelet coefficients describe the difference of information between two consecutive approximations. Hence, when applying a MRA using WT, one can describe, hierarchically, the information content of a remotely sensed image (Ranchin, 1997).

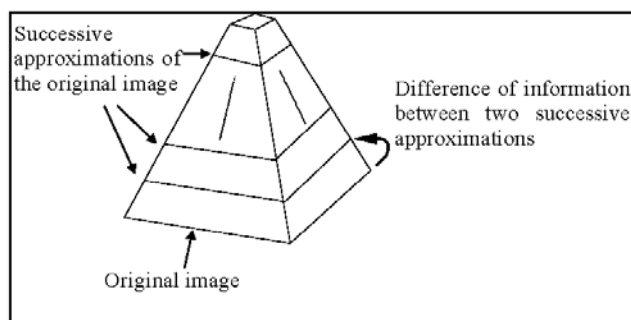


Figure 2: Representation of the successive approximations of an image by the means of a multiresolution algorithm.

The algorithm used in our approach was proposed by Dutilleul (1987). This algorithm is not a pyramidal algorithm but the concept proposed by Mallat (1989) is similar to the one used in this case.

The approximation of the original image is obtained by low-pass filtering of the original image. The wavelet coefficient image is obtained by subtracting the approximation to the original image in a pixel-to-pixel basis. This image represents the band-pass filtering of the original image.

From the first approximation computed, a second approximation is computed (with a new low-pass filter) and a second wavelet coefficient image computed by difference between the first approximation and the second one. The process can be iterated. The original image, the successive approximations and the wavelet coefficients images have exactly the same numbers of pixels. This description of the original image allows the hierarchical processing and/or the hierarchical analysis of the physical phenomena involved over the area of interest. For more details on the implementation of this algorithm the readers should refer to Dutilleul (1987).

This algorithm is applied on the SAR image. The second level of wavelet coefficient is processed. For a PRecision Image (PRI) (resolution 12.5m), this image of the wavelet coefficients characterises the features with a spatial scale of 25 to 50 meters. Roughly speaking, this image of the wavelet coefficient has an amplitude spectrum in the Fourier domain corresponding to the wind waves wavelength.

The first level of wavelet coefficients can not be used for our analysis, because it characterises the features with a spatial scale of 12.5 to 25 m, corresponding to the oversampling process from 25 to 12.5 m of the PRI products.

Applying FFT on the processed image

To extract the wind direction from the SAR image, a windowed FFT is applied on the wavelet coefficient image modelling the wind wave. The FFT is processed on successive sub-images of the wavelet coefficients image.

The wind waves' wavelength is the main represented in the image. So, the direction indicated by the maxima of the Fourier spectrum is the local wind waves' propagation direction.

Figure 3 present a typical result: a local FFT has been calculated on a wind waves' image. High values are represented in black. The wavelet transform can roughly be assimilated to a bandpass filtering, so the spectrum is a ring. The wind direction is clearly visible, represented by the dashed line linking the two

maxima of the Fourier spectrum. The algorithm automatically extracts the maximum in the Fourier spectrum to evaluate the wind direction.

For comparison, Figure 4 presents the spectrum computed on the same location from the original SAR image. In that spectrum, all the frequencies composing the sea surface are represented. The maxima are at the center of the spectrum (long wavelengths, low frequencies) and the direction obtained is not linked to the wind direction anymore, but to a combination of different phenomena at large scale.

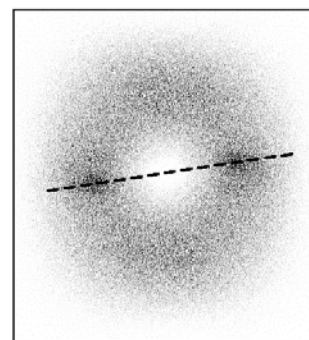


Figure 3: Local image spectrum obtained by FFT on a 128x128 pixels extract of the wavelet coefficient image. The segment linking the two maxima in the Fourier spectrum represents the wind direction.

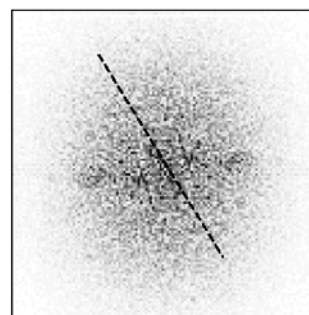


Figure 4: Local image spectrum obtained by FFT on a 128x128 pixels extract of the original image. The segment linking the two maxima in the Fourier spectrum represents in that case the propagation direction of combination of different phenomena at large scale.

Extracting the wind speed

The SAR image is calibrated and the values are used as inputs, with the local wind directions, to invert the CMOD4 model.

As shown Figure 5, the backscattering coefficient increases continually with the wind speed at a given wind direction and incidence angle. So, as the backscattering value and local wind direction is known, wind speed can be obtained by applying a dichotomy computation. This inversion method has widely been validated in the literature and is routinely used at the Centre ERS d'Archivage et de Traitement (CERSAT³).

³ <http://www.ifremer.fr/cersat>

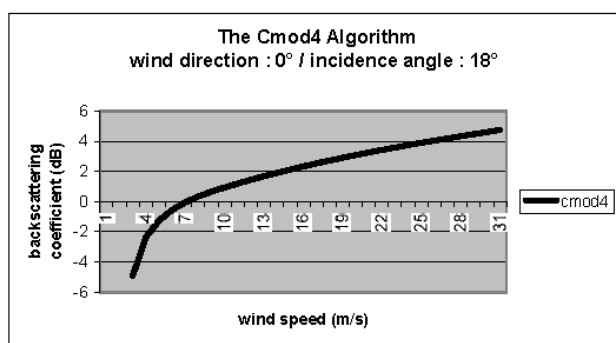


Figure 5: Backscattering coefficient as a function of wind speed computed by the CMOD4 model at given wind direction and incidence angle.

APPLICATION ON A CASE STUDY

The FETCH experiment⁴ was carried out during March and April 1998 and took place in the French 'Golfe du Lion' (Figure 6). This experiment aimed at studying the exchanges between ocean and atmosphere and improving the wind detection techniques from remotely sensed data. Several data sources were available during the FETCH experiment: a boat, 3 buoys and 2 planes, each carrying numerous sensors. The database has been completed with 16 SAR images acquired by the ERS satellites and the outputs of meteorological models.

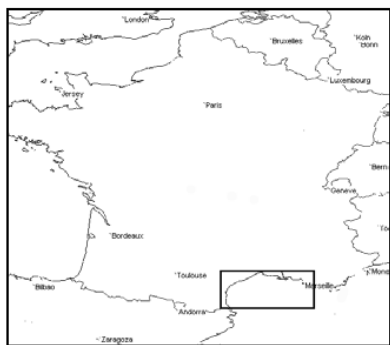


Figure 6: Location of the 'Golfe du Lion' area (squared).

The algorithm developed has been applied on an ERS2 SAR PRI product from the FETCH database. That image has been acquired the 1998/03/19 at 10:29. The orbit number is 15221 and frame is 2745. A 4096x4096 pixels extract has been processed (grey area on Figure 7).

That extract is at the interface between an area of low wind speed and an area of high wind speeds. As shown Table 1, the wind speed in the eastern part of the extract is more important than in the Western part, corresponding to the brighter area on the SAR extract (Figure 8).

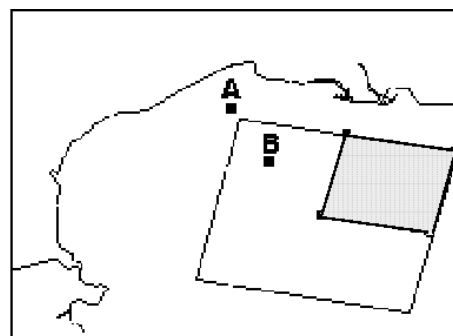


Figure 7: Location of the SAR image. The lined area represents the location of the extract processed. 'A' shows the location of the boat and 'B' the location of the buoy.

lat. / lon.	4,40	4,50	4,60	4,70	4,80	4,90	5,00	5,10	5,20
43,10	8,98	10,56	11,74	12,38	12,86	13,42	14,20	14,76	14,64
43,00	8,20	9,73	10,97	11,76	12,36	12,95	13,80	14,62	15,17
42,90	7,36	8,91	10,27	11,29	12,05	12,65	13,33	14,01	14,58
42,80	6,51	8,13	9,69	11,01	12,03	12,79	13,40	13,88	14,21
42,70	5,70	7,24	8,86	10,36	11,60	12,53	13,23	13,72	14,02
42,60	5,04	6,21	7,61	9,05	10,34	11,40	12,22	12,84	13,29
42,50	4,74	5,37	6,34	7,49	8,68	9,77	10,68	11,43	12,04
42,40	4,85	5,02	5,50	6,27	7,22	8,24	9,18	10,03	10,79
42,30	5,14	5,08	5,20	5,57	6,19	7,01	7,92	8,84	9,70

Table 1: Previsions of wind speed over the location of the extract computed by the Aladin model (MeteoFrance). Previsions of 1998/03/19 at 0h for 9h. Wind speeds (m/s) are represented as a function of latitude and longitude (decimal degrees). The bold values are the wind speed superior to 9 m/s.

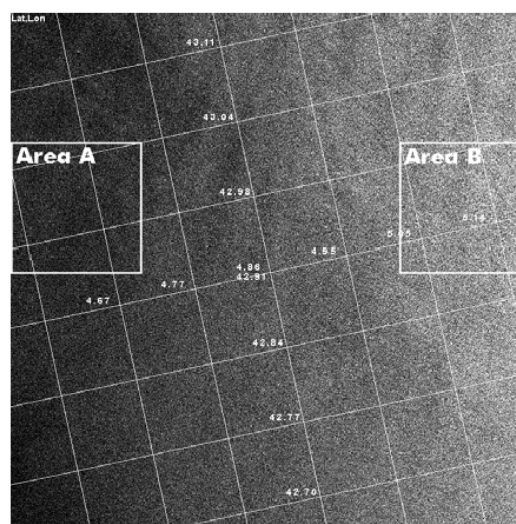


Figure 8: 4096x4096 pixels extract of the SAR image referenced in latitude and longitude (decimal degrees). Area A and B are 1024x1024 pixels area representing 12.8x12.8 km.

Wind vectors are calculated over the extract with a grid size of 128x128 pixels corresponding to a 1.6x1.6 km grid cell.

Figures 9, the wind direction vectors obtained are shown for area A and B, corresponding respectively to a low wind speed area and a high wind speed area. These areas are representative of the results of the algorithm over the entire image.

The wind field obtained in area B is very coherent (the standard deviation is 13°,6 as indicated Table 2) and relies well to the *in situ* measurements (Table 2). Whereas in area A, the wind field

⁴ <http://dataserv.cetp.ipsl.fr/FETCH>

computed is inhomogeneous (the standard deviation is 83° as indicated Table 2) and the wind directions found are very different from *in situ* measurements.

To compare the results with and without wavelet analysis, the algorithm has been processed again over area B, but without the wavelet part of the method. The vectors obtained (Figure 10) are extremely coherent, but the direction indicated is very different from the wind direction. Indeed, as presented before (Figure 4), the maximum Fourier values are at the center of the spectrum and linked to a phenomenon of long wavelength. This shows clearly the benefit of using a multi-scale analysis before processing the SAR signal to focus on the wavelengths of interest.

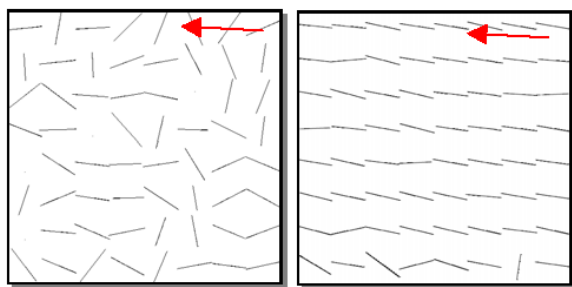


Figure 9: Wind direction vectors computed at a 1.6 km resolution over area A (left) and B (right). The red arrow indicates the wind direction measured aboard the boat (281° - GPS value).

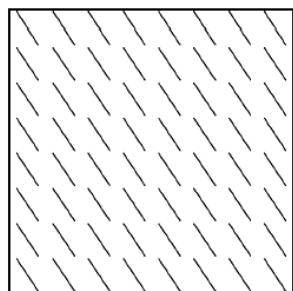


Figure 10: Wind direction vectors computed at a 1.6 km resolution over area B. In that case, the Fourier spectrum has directly been computed from the original SAR image without wavelet analysis.

Experimental results:		
	Area A	Area B
Mean Wind direction (degrees)	251,42	287,8
Standard deviation (degrees)	83	13,6
In situ measurements:		
Wind direction from Buoy (degrees)		259
Wind direction from Boat (degrees)	277,5 (LOCH measurement)	
	281,2 (GPS measurement)	

Table 2: Experimental results and in situ measurements.

It was then demonstrated that the designed algorithm performs well on high wind speed areas and is less efficient when performed on low wind speed areas.

The causes of ambiguities have been analysed and future improvements have been defined:

Firstly, the algorithm selects the maximum value in the Fourier spectrum to evaluate the wind direction. That method is very sensitive to noise. The improvement remains in locating the 'sea of wind' frequencies in the Fourier spectrum. That 'sea of wind' frequencies are represented in the Fourier space by an aggregate of high spectral values (see Figure 3). The wind direction would then be computed from the 'sea of wind' orientation in the Fourier spectrum

Secondly, the homogeneity of the wind field has to be taken into account. The wind computation direction process at a given scale can be led by the knowledge of the values at lower resolution.

Thirdly, other prospects remain in using 2D directional wavelet transform (Antoine and *al.*, 1999), to directly get the wind direction by applying the wavelet transformation process.

Finally, the influence of some other aspects have to be taken into account, such as the variation of the propagating direction of the waves with the bathymetry, known as refraction.

CONCLUSION

In this paper, a method enabling the extraction of fine scale wind fields from SAR data has been exposed. This method makes use of advanced signal processing techniques. The originality of this method is that wind speed and direction are extracted from a single image at high spatial resolution.

The wind direction extraction method has been compared to *in-situ* data and shown to be efficient for high wind speed areas. These first results establish our confidence in the applicability and validity of the method.

Moreover, improvements have been exposed to avoid the ambiguities in lower wind speed areas.

The ability to obtain fine scale wind fields from SAR images has been demonstrated. That method enables the use of SAR data for wind parameter retrieval in an operational context.

ACKNOWLEDGMENT

This work is supported by the French ADEME (Agence pour le Développement Et la Maîtrise de l'Energie).

We would like to acknowledge Daniele Hauser (CETP) for the access to data of the FETCH experiment.

REFERENCES

Antoine, J.P. Jacques, L. Vanderghyest, P. (1999). Penrose tilings, quasicrystals, and wavelets. In A.F. Laine, M.A. Unser and A. Aldroubi editors, SPIE's 1999 International Symposium on Optics, Imaging and Instrumentation. Mathematical Imaging: Wavelet Applications in Signal and Image Processing VII (Vol. 3813 pp. 28-39). Bellingham - Washington: SPIE-The International Society for Optical Engineering.

Dutilleul, P. (1987). An implementation of the "algorithme à trous" to compute the wavelet transform. Springer Verlag Edi-

tors, Congrès ondelettes et méthodes temps-fréquence et espace des phases (pp. 298-304).

Fetterer, F. Gineris, D. Wackerman, C.C. (1998). Validating a scatterometer wind algorithm for ERS-1 SAR, IEEE transactions on geoscience and remote sensing, Vol. 36, No. 2, pp. 479-492.

Furevik, B. and Korsbakken, E. (2000). Comparison of derived wind speed from SAR and scatterometer during the ERS tandem phase, IEEE transaction on geoscience and remote sensing, Vol. 38, No. 2, pp. 1113-1121.

Horstmann, J. Lehner, S. Koch, W. Rosenthal, W. (1997). Wind fields from ERS SAR compared with a mesoscale atmospheric model near the coast, Third ERS symposium - Space at the service of our environment (pp.1205-1209). ESA publication division.

Horstmann, J. Koch, W. Lehner, S. Rosenthal, W. (1998). Ocean wind fields and their variability derived from SAR, ESA special earth observation quarterly, No 59, pp. 8-12.

Kerbaol, V. 1997. Analyse spectrale et statistique vent-vague des images radar à ouverture synthétique (ROS) – Application aux données des satellites ERS1/2. Thèse de doctorat. Rennes I, France, pp. 185.

Korsbakken, E. and Furevik, B. (1998). Wind field retrieval compared with scatterometer wind field during the ERS tandem phase, ESA special earth observation quarterly, No. 59, pp. 23-26.

Mallat, S.G. (1989). A theory for multiresolution signal decomposition: the wavelet representation, IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence, No. 11, pp. 674-693.

Mastenbroek, K. (1998). High resolution wind fields from ERS SAR, ESA special earth observation quarterly, No. 59, pp. 20-22.

Monaldo, F. M. Thompson, D. R. Beal, R. C. Pichel, W. G., Clemente-Colon, P. (2001). Comparison of SAR-derived wind speed with model predictions and ocean buoy measurements, IEEE transaction on geoscience and remote sensing, Vol. 39, No. 12, pp. 2587-2600.

Quilfen, Y. Bentamy, A. Queffelec, P. Chapron, B. (1995). Calibration / Validation of ERS_1 wind scatterometer precision products. IGARSS'94 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (Vol. 30(2) pp. 945-947).

Ranchin, T. (1997). Wavelets, remote sensing and environmental modelling. Achim Sydow (Ed.), 15th IMACS World Congress on Scientific Computation, Modelling, and Applied Mathematics (Vol. 6 pp. 27-34).

Rosenthal, W. Lehner, S. Horstmann, J. Koch, W. (1995). Wind measurements using ERS1 SAR. Proceedings of the second ERS applications symposium Space at the service of our environment. ESA publication division.

Stoffelen, Ad. & Anderson, D. (1993). Characterisation of ERS1 scatterometer measurements and wind retrieval. Second ERS-1 symposium: Space at the service of our environment (1997-1001).

Stoffelen, Ad. and Anderson, D. (1997). Scatterometer data interpretation: estimation and validation of the transfer function

CMOD4, Journal of Geophysical Research, Vol. 102, No. C3, pp. 5767-5780.

Vandermark, D. Vachon, P.W. Chapron, B. (1998). Assessment of ERS1 SAR wind speed estimates using an airborne altimeter, ESA special earth observation quarterly, No 59, pp. 5-8.

Wackerman, C.C. Rufenach, C.L. Schuman, R.A. Johannessen, J.A. Davidson, K.L. (1996). Wind vector retrieval using ERS1 Synthetic Aperture Radar Imagery, IEEE transaction on geoscience and remote sensing, Vol. 34, No. 6, pp. 1343-1352.

Annexe C

Autres publications

N. Fichaux, T. Ranchin, "Evaluating offshore wind energy resource by spaceborne radar sensors: toward a multi-source approach," *Proceedings of the 21st EARSeL Symposium « Observing our environment from Space: new solutions for a new millenium »*, Marne-la-Vallée, France, 14-16 Mai 2001, Bégni (Ed.), © 2002 Swets & Zeitlinger, Lisse, the Netherlands, ISBN 90-5809-254-2, pp. 141-146.

N. Fichaux, T. Ranchin, "Evaluating offshore wind energy resource by spaceborne radar sensors: a multi-source approach," *Proceedings of the European Wind Energy Conference (EWEC)*, Copenhagen, Denmark, 2-6 Juillet 2001, pp. 864-867.

N. Fichaux, T. Ranchin, "Evaluating offshore wind energy resource by spaceborne radar sensors: the use of advanced signal processing techniques," *Proceedings SPIE (EUROPTO) « Remote Sensing of the Ocean and Sea Ice 2001 »*, Toulouse, France, 17-21 Septembre 2001. Charles R. Bostater Jr and Rosalia Santorelli Editors, © 2002 SPIE, Vol. 4544, pp. 135-144.

N. Fichaux, T. Ranchin, "Combined extraction of high resolution wind speed and direction maps for offshore wind energy: a satellite-based approach," *Proceedings « Offshore Wind Energy » Conference*, Brussels, Belgium, 10-12 December 2001 Brussels, Belgium, CD ROM, \07Resources\Poster\OS0083 N.pdf

N. Fichaux, T. Ranchin, "Mapping the offshore wind potential : a satellite-based approach," *Proceedings « World Wind Energy » Conference*, Berlin, Germany, 6-12 Juillet 2002, H.Scheer, W.Palz, J.Schmid, P.Helm, P.Ahmels (Eds), CD-ROM PC 6.4.

N. Fichaux, T. Ranchin, "Evaluating offshore wind energy resource by spaceborne radar sensors : a multi-source approach," *Proceedings IGARSS'03 - International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Toulouse, France, 21-25 juillet 2003, Volume IV, pp. 2703 - 2705.

EVALUATION DU POTENTIEL EOLIEN OFFSHORE ET IMAGERIE SATELLITALE

Résumé

L'implantation d'éoliennes en mer permet de contribuer, notamment, au respect des objectifs de Kyoto par l'Europe. Ceci constitue une étape dans la lutte contre le changement climatique global. Pour localiser précisément les futurs lieux d'implantation des parcs éoliens, il est nécessaire de connaître la répartition spatiale du potentiel éolien en zones côtières. Nous démontrons que le potentiel éolien en mer doit être représenté sous forme de cartes de paramètres statistiques à haute résolution spatiale. La télédétection permettant la mesure de phénomènes physiques spatialisés, nous évaluons son apport à l'obtention de telles cartes. Les diffusomètres spatioportés permettent l'obtention de statistiques de vent, mais au large des zones d'intérêt, et à basse résolution spatiale. Les radars à ouverture synthétique (ROS) permettent, eux, l'obtention de cartes de vent à haute résolution spatiale sur les zones d'intérêt, mais ne sont pas adaptés à l'obtention de statistiques de vent. Nous définissons alors le cadre mathématique d'une méthode statistique. Cette méthode permet de tirer parti des avantages conjugués des diffusomètres et des ROS, afin d'obtenir des cartes de paramètres statistiques de vent à haute résolution spatiale sur les zones d'intérêt. Elle permet de rendre la télédétection utilisable de manière opérationnelle pour l'évaluation du potentiel éolien maritime.

Mots clés : potentiel éolien, offshore, télédétection, radars spatioportés, statistiques.

OFFSHORE WIND POTENTIAL EVALUATION AND REMOTE SENSING IMAGERY

Abstract

Offshore wind energy may help to contribute to the respect of the Kyoto objectives by Europe. It is a key issue to struggle against global change. To sit the future offshore wind parks, it is necessary to accurately evaluate the spatial repartition of the wind potential. We demonstrate that the offshore wind potential shall be represented by maps of wind statistics. As remote sensing is a tool for measuring spatialised physical phenomena, we evaluate its potentialities for mapping wind statistics. Spaceborne scatterometers enables the obtention of wind statistics, but far from our areas of interest and at low spatial resolution. Synthetic Aperture Radar (SAR) enables the computation of high resolution wind maps over our areas of interest, but are unsuitable to compute wind statistics. We define the mathematical framework of a statistical method. That method enables to take advantage of both scatterometer and SAR to compute maps of wind statistics at high spatial resolution over the areas of interest. It enables remote sensing to be used operationally to map the offshore wind potential.

Key words: wind potential, offshore, remote sensing, spaceborne radar, statistics.

Laboratoire d'accueil	:	Centre d'Energétique, Groupe T&M - Ecole des Mines de Paris Rue Claude Daunesse - B. P. 207 - 06904 Sophia Antipolis
Thèse présentée par	:	Nicolas Fichaux
Discipline	:	"Energétique" - Ecole des Mines de Paris

le : 2 décembre 2003