

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC  
INSTITUT NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE  
CENTRE EAU TERRE ET ENVIRONNEMENT

## **ESTIMATION DE LA RESSOURCE ÉOLIENNE EN MER À L'AIDE DU SATELLITE RADARSAT-2**

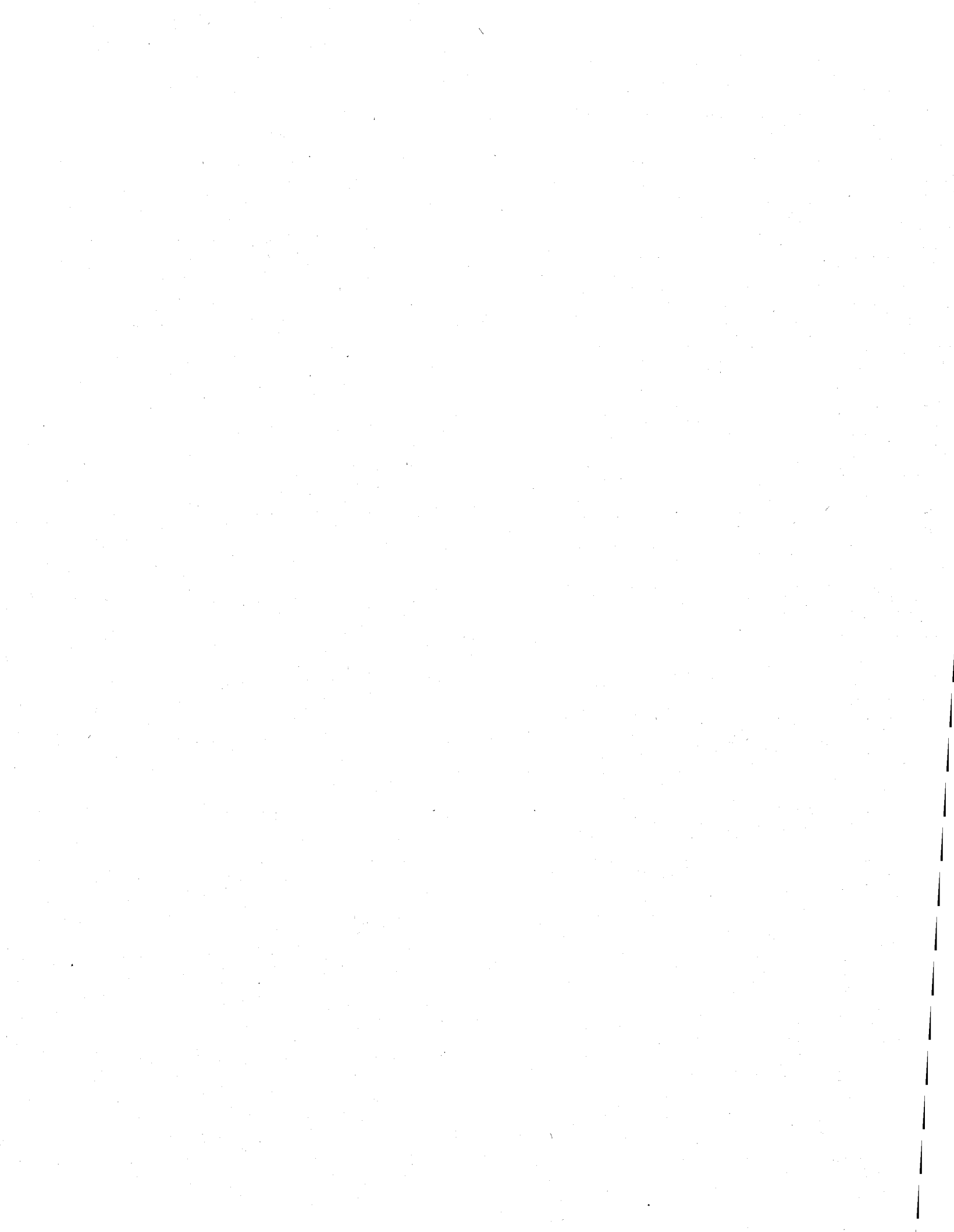
Par

**THOMAS BERGERON**

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître ès sciences (M.Sc.)  
en sciences de l'eau

### Jury d'évaluation

Examineur externe	Julien Choisnard Hydro Québec
Examineur interne	Bernard Long INRS Centre Eau Terre Environnement
Directrice de recherche	Monique Bernier INRS Centre Eau Terre Environnement
Codirecteurs de recherche	Karem Chokmani INRS Centre Eau Terre Environnement  Gaëtan Lafrance INRS Centre Énergie, Matériaux et Télécommunications



## RÉSUMÉ

L'estimation de la ressource éolienne en mer et en zone côtière est d'importance cruciale, alors que l'industrie éolienne migre progressivement vers l'éolien Offshore. Les données issues de satellites (diffusiomètre, micro-ondes passive, radar à synthèse d'ouverture (RSO)) offrent une couverture spatiale bien plus grande que les bouées qui sont dispendieuses et clairsemées en mer. Le RSO, permet de travailler à haute résolution (~400 m) et est bien souvent l'unique source de données en zone côtière.

L'avènement de RADARSAT-2 amène de nouvelles possibilités pour la cartographie des vents marins. Ce satellite est muni de plusieurs combinaisons de polarisations (HH VV HV VH) qui peuvent toutes être utilisées pour cartographier la vitesse des vents. Ces polarisations ne sont pas sensibles de la même manière ainsi qu'aux mêmes phénomènes, ces distinctions seront étudiées plus en profondeur dans ce mémoire. D'autre part, l'approche développée à l'INRS (Choisnard, 2004; Ricard, 2005; Beaucage, 2008; Lessard-Fontaine, 2010), utilisait le diffusiomètre QuikSCAT, comme information sur la direction des vents. En septembre 2009, un bris à bord du satellite l'a mis hors service. Dans ce travail, nous innovons en calculant la direction du vent de manière endogène. La direction du vent est une entrée nécessaire pour calculer la vitesse avec les modèles géophysiques (GMF) CMOD, avec les polarisations HH et VV.

Dans un premier temps, des images ont été acquises dans le golfe du Saint-Laurent à l'emplacement de la bouée Mont-Louis. Différentes combinaisons de polarisations ont été testées. De plus, plusieurs rapports de polarisations ont été expérimentés, pour la polarisation HH, pour déterminer lequel est le plus approprié pour les données RADARSAT-2. Ensuite, l'algorithme des gradients locaux est testé pour obtenir la direction du vent directement à partir de l'image RADARSAT. Cet algorithme détecte les veines de vent qui se forment lorsque les tensio-actifs, la mousse et l'écume, sont alignées avec la direction moyenne des vents, sous forme de patrons linéaires à espacement périodique.

Par la suite, une série de 17 images a été acquise dans le détroit d'Hudson, près du village Inuit de Quaqtaq. La vitesse et la direction des vents issues du RSO, sont comparées aux sorties du modèle GEM-LAM d'Environnement Canada. Au cours de cette étude, on tente d'automatiser la technique qui a été expérimentée dans le précédent volet. Pour ce faire, une méthode hybride est proposée, utilisant le diffusiomètre ASCAT, pour relever l'ambiguïté de 180° des gradients locaux et obtenir de l'information sur la direction à basse vitesse de vent. La qualité de la vitesse RSO est également estimée en zone côtière, pour les vents de terre et de mer.

Les résultats obtenus dans l'étude du Golfe Saint-Laurent, démontrent que toutes les polarisations peuvent être utilisées pour retracer la vitesse de vent. La polarisation HH donne des résultats similaires et parfois meilleurs que la polarisation VV. Le rapport de polarisation de Hwang *et al.* (2010) en HH donne les meilleurs résultats parmi les différents rapports de polarisation. La polarisation croisée (HV VH) ne peut être utilisée en dessous d'une vitesse de vent de 5 m/s.

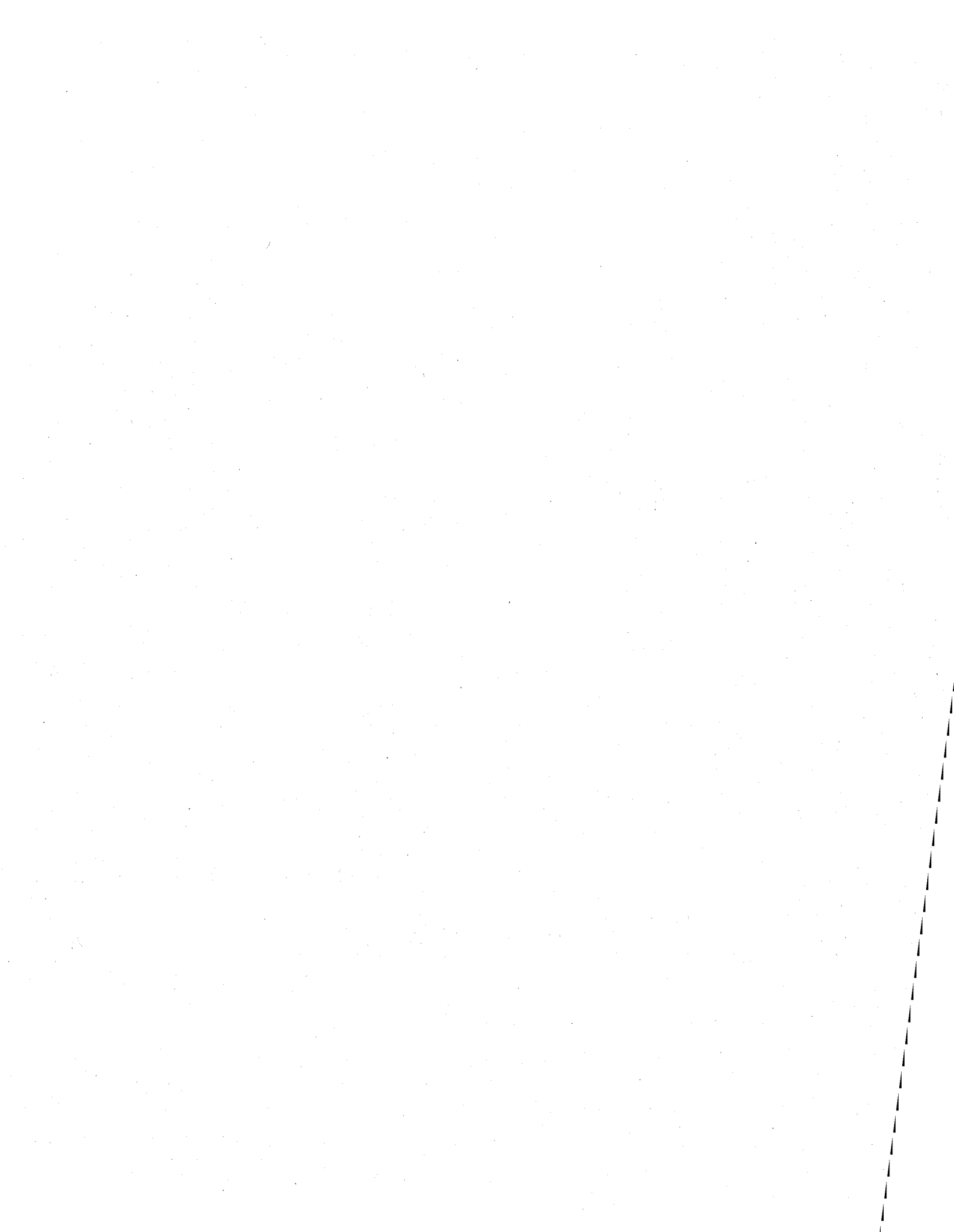
Finalement, l'étude du détroit d'Hudson démontre qu'il est possible d'utiliser la méthode des gradients locaux d'une manière pleinement automatique, avec des résultats cohérents. En ce sens, l'erreur quadratique moyenne (RMSE) est similaire que la direction provienne de GEM-LAM ou les gradients locaux, mais l'erreur est beaucoup plus systématique avec le modèle GEM-LAM. La méthode hybride donne des résultats cohérents et réduit la variabilité de la méthode des gradients locaux. Par contre, l'orbite descendante de RADARSAT-2 n'est pas très bien colocalisée avec l'orbite ASCAT, la méthode a seulement été utilisée dans 9 cas sur 17.

## REMERCIEMENTS

Tout d'abord j'aimerais remercier ma directrice Monique Bernier pour m'avoir proposé un projet, pas toujours facile, mais au final très valorisant. Merci également à Karem Chokmani qui a partagé un peu de son temps, pour m'aider sur des questions d'ordre technique. Merci à Gaëtan Lafrance qui, malgré la distance a continué à observer le projet d'un œil intéressé. Un gros merci à Audrey-Lessard Fontaine qui a été très patiente avec moi dans les débuts et qui m'a léguée un gros bagage de connaissance en programmation. Merci à Phillippe Beaucage, pour avoir pris le temps de répondre à mes nombreuses questions et avoir collaboré aux premiers articles.

Je tiens également à remercier tous les gens que j'ai côtoyés à l'INRS, avec lesquels nous avons vécu de beaux moments. Les gens du bureau où nous avons eu des conversations très intéressantes et enrichissantes, mais aussi des conversations assez coquaces. Merci à mon coloc Simon pour sa bonne humeur contagieuse. Merci à tous mes amis, pour m'avoir aidé à décrocher quand j'avais la tête pleine. Un gros merci à mes parents, sans eux je n'aurais sans doute jamais étudié aussi loin que je l'ai fait.

Je tiens à remercier mes examinateurs Julien Choisnard et Bernard Long, pour avoir investi un peu de temps dans ce mémoire. Un merci très spécial à Paris W Vachon, le premier chercheur au Canada à cartographier la ressource éolienne au moyen des RSO, pour avoir répondu à mes questions et surtout, pour m'avoir fourni des informations encore non publiées. Merci à Rick Danielson d'Environnement Canada, pour m'avoir fourni certaines équations. Merci à Shahid Kurshid et Vladimir Zabeline, chercheurs à Environnement Canada, pour l'aide avec les modèles GEM-LAM.



# TABLE DES MATIÈRES

<b>RÉSUMÉ</b> .....	<b>III</b>
<b>REMERCIEMENTS</b> .....	<b>V</b>
<b>TABLE DES MATIÈRES</b> .....	<b>VII</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX</b> .....	<b>XI</b>
<b>LISTE DES FIGURES</b> .....	<b>XIII</b>
<b>CHAPITRE 1 SYNTHÈSE</b> .....	<b>1</b>
<b>1. SYNTHÈSE</b> .....	<b>3</b>
<b>1.1 INTRODUCTION</b> .....	<b>3</b>
1.1.1 Travaux précédents effectués à l'INRS .....	4
1.1.2 Objectifs de la recherche.....	4
<b>1.2 CARTOGRAPHIE DU VENT ET RADAR</b> .....	<b>7</b>
1.2.1 Le capteur RADARSAT-2.....	7
1.2.2 Mécanisme de rétrodiffusion sur l'océan.....	8
1.2.3 Modèles Géophysiques.....	11
1.2.4 Rapports de polarisation en bande HH .....	14
1.2.5 Vitesse en polarisation croisée.....	19
1.2.6 Méthodes d'estimation de la direction de vent.....	20
1.2.7 Méthodes d'estimation de la direction du vent par imagerie RSO.....	22
1.2.8 Aperçu de quelques méthodes d'extraction de la direction du vent par RSO.....	25
1.2.9 Conclusion sur la direction des vents.....	31
1.2.10 Perturbations du signal en zone côtière.....	31
1.2.11 Applications du RSO en énergie éolienne.....	32
<b>1.3 MATÉRIEL ET MÉTHODES</b> .....	<b>35</b>
1.3.1 Zones d'études.....	35
1.3.2 Traitement des images.....	36
1.3.3 Approche de traitement automatique : .....	37

<b>1.4 RÉSULTATS ET DISCUSSIONS.....</b>	<b>39</b>
1.4.1 Vitesse de vent en co-polarisation .....	39
1.4.2 Vitesse en polarisation croisée.....	40
1.4.3 Direction de vent.....	41
<b>1.5 CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS .....</b>	<b>43</b>
<b>CHAPITRE 2 ARTICLE 1.....</b>	<b>47</b>
<b>AVANT PROPOS.....</b>	<b>49</b>
<b>RÉSUMÉ.....</b>	<b>51</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>53</b>
<b>2. WIND SPEED ESTIMATION USING POLARIMETRIC RADARSAT-2 IMAGES: FINDING THE BEST POLARIZATION AND POLARIZATION RATIO .....</b>	<b>55</b>
<b>2.1 INTRODUCTION .....</b>	<b>57</b>
<b>2.2 METHODOLOGY .....</b>	<b>59</b>
2.2.1 SAR Images dataset.....	59
2.2.2 Wind direction assessment.....	60
2.2.3 Data Quality assessment.....	60
2.2.4 Wind speed in Co-polarization.....	61
2.2.5 Wind speed in Cross polarization.....	64
<b>2.3 RESULTS AND DISCUSSION.....</b>	<b>67</b>
2.3.1 Wind direction.....	67
2.3.2 Wind speed in co-polarization .....	68
2.3.3 Wind Speed in Cross-Polarization.....	70
<b>2.4 CONCLUSION.....</b>	<b>73</b>
<b>2.5 ACKNOWLEDGEMENTS .....</b>	<b>73</b>
<b>CHAPITRE 3 ARTICLE 2.....</b>	<b>75</b>
<b>AVANT PROPOS.....</b>	<b>77</b>
<b>RÉSUMÉ.....</b>	<b>79</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>81</b>

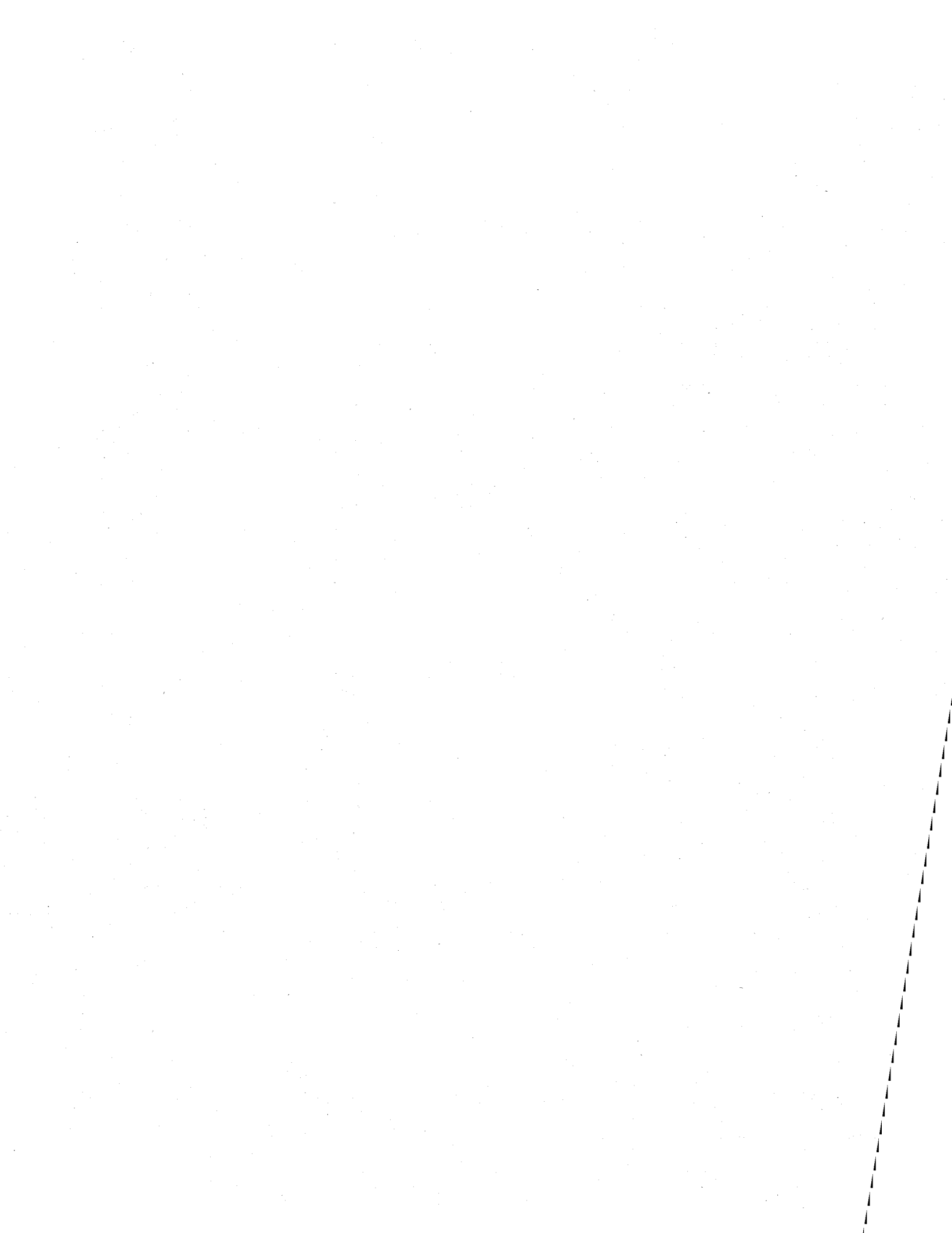


<b>3. UTILIZATION OF RADARSAT-2 FOR MARINE WIND ESTIMATION IN THE ARCTIC</b>	<b>83</b>
<b>3.1 INTRODUCTION</b>	<b>85</b>
<b>3.2 METHODOLOGY</b>	<b>87</b>
3.2.1 Study zone and data	87
3.2.2 Processing SAR wind speed	89
3.2.3 Processing wind direction	91
3.2.4 Overview of data processing	94
<b>3.3 RESULTS AND DISCUSSION</b>	<b>95</b>
3.3.1 CMOD5 and CMOD5.n computed with different sources of direction	95
3.3.2 Hybrid methods	100
3.3.3 Coastal study	102
<b>3.4 CONCLUSIONS</b>	<b>105</b>
<b>3.5 ACKNOWLEDGEMENTS</b>	<b>106</b>
<b>4. RÉFÉRENCES</b>	<b>107</b>



## LISTE DES TABLEAUX

Table 2.1	Image acquisition time, mode and environmental condition.....	59
Table 2.2	SAR-derived wind speed accuracy compared to QuikSCAT data .....	69
Table 2.3	SAR-derived wind speed accuracy compared to buoy data.....	69



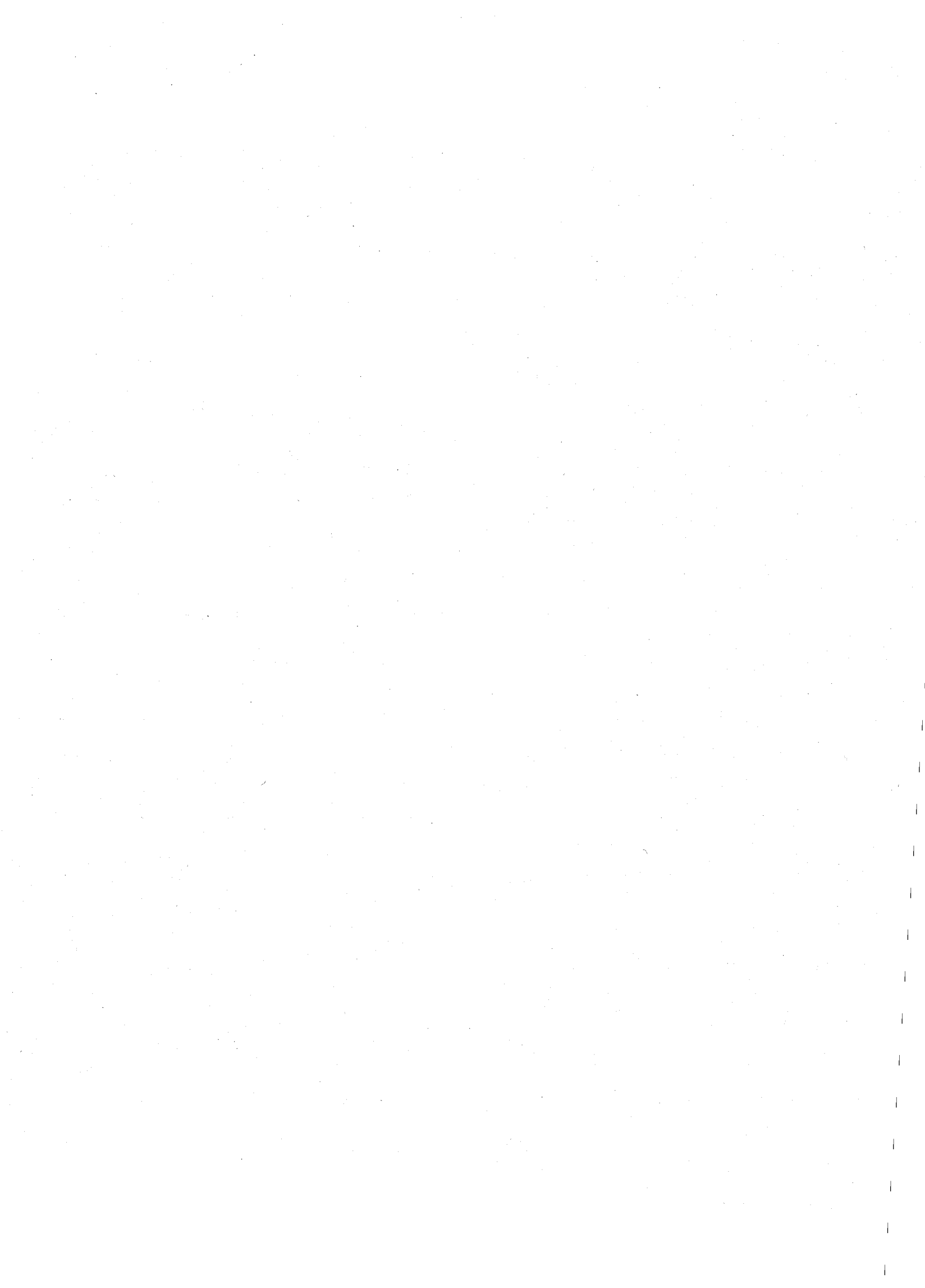
## LISTE DES FIGURES

Figure 1.1	Les différents modes de fonctionnement du satellite RADARSAT-2 (Centre Canadien de télédétection).....	8
Figure 1.2	Représentation schématique de la résonance de Bragg .....	9
Figure 1.3	Mécanisme de rétrodiffusion dominant, dépendamment de l'angle d'incidence .....	9
Figure 1.4	Vaguelettes de Bragg, superposées sur des longues vagues.....	11
Figure 1.5	Modification de la rétrodiffusion radar selon l'angle azimutal.....	12
Figure 1.6	Évolution des ratios de polarisation ( $\alpha_{VV}/\alpha_{HH}$ ) des coefficients de rétrodiffusion de RADARSAT-2 en fonction de l'angle d'incidence.....	17
Figure 1.7	Évolution des ratios de polarisation ( $\alpha_{VV}/\alpha_{HH}$ ) en fonction de l'angle d'incidence selon trois modèles (Kirchoff, Thompson, Vachon).....	17
Figure 1.8	Ratio de polarisation de Hwang pour 3 vitesses de vent (U) .....	18
Figure 1.9	Relation entre la vitesse du vent et la rétrodiffusion en polarisation croisée selon les modèles de Vachon et de Hwang.....	20
Figure 1.10	Le diffusiomètre ASCAT (bande C) à bord de MetOp-A.....	21
Figure 1.11	La texture moutonnée des cellules de l'image radar adoptant la signature de convection.....	22
Figure 1.12	Une série de rouleaux atmosphériques.....	23
Figure 1.13	Patron de veine de vent imagé par un radar nautique en bande X.....	23
Figure 1.14	Ombre Radar typique d'un vent provenant de la terre, permettant de relever l'ambiguïté de 180° ainsi que des signes associés à de la convection (texture moutonnée).....	25
Figure 1.15	Résultat graphique d'une transformation de Fourier .....	27
Figure 1.16	Transect effectué sur une image de texture dans des directions différentes.....	27
Figure 1.17	Histogramme de direction du vent dans une sous-fenêtre donnée.....	30
Figure 1.18	Rose des vents et distribution fréquentielle des vents à la bouée Mont-Louis pour les années 2008-2009.....	35
Figure 1.19	Rose des vents et distribution fréquentielle des vents au mât météo de Quaqaq.....	36
Figure 1.20	Organigramme détaillant le fonctionnement de l'approche de traitement automatique : A) les gradients locaux, B) l'approche hybride et C) le calcul de la vitesse de vent.....	38
Figure 1.21	Variabilité induite pour la direction du vent par la méthode des gradients locaux en comparaison avec la direction issue du modèle GEM-LAM.....	42

Figure 2.1	The Gaspé peninsula and the St-Lawrence river. ....	58
Figure 2.2	Wind map with HH, using Hwang polarization ratio .....	61
Figure 2.3	Flowchart of data processing .....	65
Figure 2.4	Flowchart of data processing .....	67
Figure 2.5	Results for three combinations of polarization ratios.....	69
Figure 2.6	Results for wind speed inversion of Cross-polarization with buoy and met mast data (left) and QuikSCAT(right). ....	70
Figure 2.7	Correlation of wind speed calculated in cross-polarization with Vachon for pixel of 400m versus a pixel of 1 Km.....	71
Figure 2.8	Signal backscatter versus noise floor and signal to noise ratio (SNR) .....	72
Figure 3.1	Study area, SAR swath, topography, and bathymetry. ....	87
Figure 3.2	Monthly SST from AVHRR and air temperature from Quaqtaq met mast, for year 2009. ....	89
Figure 3.3	Direction histogram for window size of 1 km, 2.5 km, 3.2 km, and 4.8 km.....	92
Figure 3.4	Flowchart of data processing. ....	94
Figure 3.5	Comparison of CMOD5 and CMOD5.n computed with local gradients, against GEM-LAM wind speed. ....	96
Figure 3.6	Comparison of CMOD5 and CMOD5.n computed with GEM-LAM directions, against GEM-LAM wind speed. ....	96
Figure 3.7	a) RMSE of wind speed per SAR scenes for CMOD5 and CMOD5.n, computed with local gradients, against GEM-LAM wind speed. b) RMSE of wind speed per SAR scenes for CMOD5 and CMOD5.n, computed with GEM-LAM directions, against GEM-LAM wind speed. ....	97
Figure 3.8	Wind maps of 2010-12-12 computed from local gradients (left) and GEM-LAM directions (right).....	98
Figure 3.9	GEM-LAM simulation against SAR backscatters for three different cases: a, b, c. ....	99
Figure 3.10	a) SAR scenes of 2010-07-10 computed with the automatic Local Gradients method. b) SAR scenes of 2010-07-10 computed with the Hybrid methods...	101
Figure 3.11	Comparison of CMOD5.n against GEM-LAM wind speed, computed with the Hybrid methods. ....	102
Figure 3.12	Comparison of CMOD5.n computed with Local Gradients against GEM-LAM wind speed, for a zone of 2.5 km along the shoreline. ....	103

# **CHAPITRE 1**

## **SYNTHÈSE**





# 1. SYNTHÈSE

## 1.1 INTRODUCTION

Ce mémoire s'intéresse aux méthodes de cartographie de la ressource éolienne en mer et en zone côtière. En mer, les vents sont plus constants et plus puissants que sur terre amenant les producteurs d'énergie à s'intéresser à cette ressource. Cette ressource est d'importance vitale, alors qu'en Europe 100 GW d'énergie éolienne Offshore sont planifiés, soit 10 % de la production électrique totale (EWEA, 2009). Aux États-Unis, une cinquantaine de projets sont à l'étude, mais seulement deux ont été acceptés, soient Cape Cod, Massachussets et Long Island, New York. Au Canada, deux projets sont à l'étude, le projet Naikon en Colombie-Britannique, ainsi qu'un projet sur le lac Ontario (AWEA, 2011, Blackwell, 2008).

Il est assez difficile et onéreux de récolter des données sur les vents en mer, les bouées, les anémomètres installés sur des plates formes, ainsi que des installations Lidar constituent les données *in situ*. Les satellites fournissent une quantité énorme de données de vent, que ce soit les satellites micro-ondes passives, les diffusiomètres et les Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO). Par ailleurs, les deux premiers ont des résolutions grossières de plus de 10 km tandis que le dernier de l'ordre de (~400m). Les diffusiomètres sont très sensibles aux perturbations côtières. Pour ce faire, une zone tampon d'une dizaine de kilomètres, dans laquelle les données sont masquées est généralement utilisée le long des côtes.

Le RSO est l'unique source de données de vent en zone côtière. Cette zone est d'importance vitale, puisque la majorité des projets éoliens y seront implantés et que l'interface terre-mer est en général plus difficile à modéliser. En général, les modèles de prévision atmosphérique (NWP) sont utilisés pour produire la climatologie régionale d'un site. Par contre, les modèles NWP peuvent être limités, puisque qu'ils demandent une validation, ne peuvent représenter des phénomènes atmosphériques à échelles plus fines et les données atmosphériques utilisées comme conditions initiales sont parfois éparées géographiquement. De plus, les logiciels qui estiment la ressource éolienne à micro-échelles (WASP, Ms Micro) n'ont pas été conçus pour fonctionner en mer (Choisnard, 2004). Les données de vent provenant du RSO ont le potentiel pour être utilisées en entrées des NWP et pour améliorer la qualité des estimations. Le RSO peut ainsi fournir des données d'une valeur inestimable, que ce soit pour valider les modèles, étudier des phénomènes à échelles fines ou évaluer le potentiel éolien d'un site.

### **1.1.1 Travaux précédents effectués à l'INRS**

Ce mémoire se démarque des études antérieures qui ont été effectuées sur le sujet à l'INRS. Par exemple, Julien Choisnard (2004) est celui qui a appliqué pour la première fois, la technologie RSO à la région du golfe du Saint-Laurent. Pour la première fois, des trous de vents ont été détectés dans la région de Cap Chat, expliquant potentiellement pourquoi les parcs éoliens dans cette région ont des facteurs d'utilisation en dessous de ce qui était attendu. Ensuite, le mémoire de Ricard (2005), a fait la distinction entre les vents provenant de différentes directions et tenté d'extrapoler sur la terre les conditions de vents mesurées en mer par RSO. Par la suite, Beaucage (2008) a comparé les distinctions entre les vents mesurés par RSO et ceux mesurés avec le modèle MC2 d'Environnement Canada. Beaucage (2008) et Lessard-Fontaine (2010) ont tenté chacun de leur côté de réduire le nombre d'images RSO nécessaires pour obtenir une distribution statistique complète des vents et une climatologie régionale. Le premier a développé l'échantillonnage stratégique (Beaucage *et al.*, 2010), la seconde, la méthode Bayésienne (Lessard Fontaine, 2010) . Les deux méthodes emploient l'information du diffusiomètre QuikSCAT pour obtenir une distribution statistique plus complète. En complément, une étude réalisée dans le Golfe St-Laurent, aux environs de l'île du Prince Édouard avait comme objectif d'utiliser la méthode RSO de manière autonome dans le cas d'un projet concret (Lessard-Fontaine *et al.*, 2010). Le RSO a été utilisé pour classer les sites sur l'île, et déterminer les villes qui avaient un bon potentiel pour y accueillir de petites éoliennes communautaires.

### **1.1.2 Objectifs de la recherche**

La contribution de ce mémoire se situe à un niveau de développement méthodologique similaire à celui de Choisnard (2004) qui avait à travailler avec de nouveaux outils et une nouvelle technologie.

Le mémoire cherche à remplir les objectifs suivants :

- 1- Utiliser le plein potentiel des nouvelles options de RADARSAT-2, plus précisément les nouvelles combinaisons de polarisation pour mesurer la vitesse des vents.
- 2- Tester un algorithme qui extrait directement la direction des vents à partir de patrons présents sur l'image radar.
- 3- Automatiser la procédure de traitement des images et déterminer les sources d'erreurs de vitesse et de direction de vent.

L'objectif 2 a été ajouté en cours de route puisque le diffusiomètre QuikSCAT a cessé d'opérer le 23 septembre 2009. Ce satellite était en orbite depuis 1999. Les études qui avaient eu lieu à l'INRS avaient toutes utilisé le diffusiomètre comme source d'information sur la direction des vents, nécessaire au calcul de la vitesse. Dans la section qui suit, différentes options seront discutées, pour obtenir la direction de vent. L'étude de l'île du Prince Édouard avait démontré certaines lacunes d'utilisation des données de diffusiomètre (Lessard-Fontaine *et al.*, 2010). Aucun vecteur de vent n'avait pu être extrait du détroit de Northumberland. Les mâts météo situés au sud de l'île, le long de ce détroit montraient les pires corrélations avec le vent estimé à partir des images RSO. Il est vrai que certains de ses mâts étaient situés sur des falaises abruptes, pouvant modifier le vent de manière significative. Une partie de l'étude a été effectuée près du village inuit de Quaḡtaḡ au Nunavik. Ainsi, l'ensemble des algorithmes ont été testés dans des conditions partiellement englacées de l'océan Arctique.



## 1.2 CARTOGRAPHIE DU VENT ET RADAR

### 1.2.1 Le capteur RADARSAT-2

Le satellite RADARSAT-2 lancé de Baïkonour au Kazakhstan en décembre 2007, offre de nouvelles possibilités pour la cartographie des vents marins. Il acquiert des données de rétrodiffusion dans différentes polarisations (HH VV HV VH), en comparaison avec son prédécesseur RADARSAT-1 qui fonctionnait en polarisation horizontale HH. La résolution spatiale varie de 1 m à 100 m, contre 10 m à 100m pour RADARSAT-1. La visée est à gauche et à droite de routine. Les enregistreurs à bord sont des semi-conducteurs tandis que RADARSAT-1 avait des enregistreurs analogiques. Une saturation du convertisseur analogique numérique (A/N) se produisait systématiquement avec RADARSAT-1 à forts vents et pour les angles d'incidence faibles de moins de 25°. Pour des vents forts, la première partie de l'image ScanSAR Wide (0-70 Km) devait être rognée avec RADARSAT-1 (Choisnard, 2004). Avec RADARSAT-2, une erreur de calibration existe, produisant un biais léger sur les vitesses de vents, mais un facteur de correction sur l'angle d'incidence existe pour le corriger (Danielson *et al.*, 2010). Tout comme pour le capteur RADARSAT-1, RADARSAT-2 offre l'acquisition d'images dans plusieurs modes, permettant de privilégier certains paramètres (angle d'incidence, résolution spatiale, largeur de fauchée). Les modes privilégiés pour la cartographie du vent sont les modes ScanSAR et Large (Figure 1.1). Il y a désormais un GPS à bord du satellite qui lui permet d'avoir une précision de  $\pm 60\text{m}$  en temps réel. Le pilotage en lacet fait en sorte que la variation Doppler est nulle au centre du faisceau. Pour ce qui est de l'étude présente, les multiples combinaisons de polarisations ont le potentiel d'offrir des possibilités supplémentaires et de permettre de cartographier les vents marins plus facilement et plus précisément. De plus, la précision accrue du satellite a le potentiel de faciliter les études en milieux côtiers.

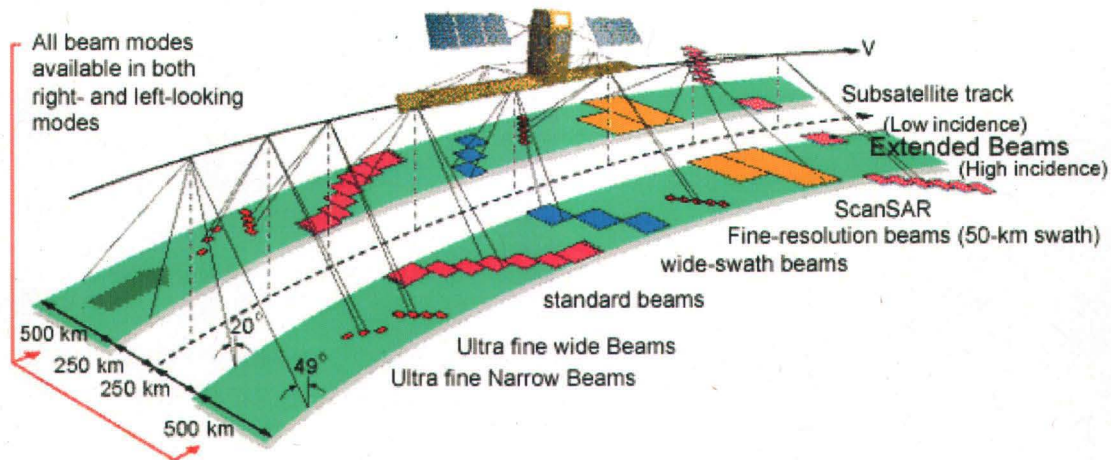


Figure 1.1 Les différents modes de fonctionnement du satellite RADARSAT-2 (Centre Canadien de télédétection)

### 1.2.2 Mécanisme de rétrodiffusion sur l'océan

La forte constante diélectrique de l'eau fait en sorte que les surfaces océaniques ont des rétrodiffusions très faibles en comparaison avec les surfaces terrestres. La forte constante diélectrique de l'eau fait en sorte également que le signal pénètre très peu profondément et que la diffusion de surface prédomine (Valenzuela, 1978). La rétrodiffusion sur l'eau est principalement gouvernée par les vagues de capillarité qui se forment lorsque la force exercée par le vent dépasse les forces de tensions de surface. La réponse sur l'eau est quasiment instantanée. Le principe qui régit le phénomène est la résonance de Bragg. La résonance de Bragg s'énonce de la sorte :

$$\lambda_B = \frac{\lambda_R}{2} \sin \theta \quad (1)$$

Où  $\lambda_R$  est la longueur d'onde radar et  $\theta$  l'angle d'incidence locale. La résonance de Bragg produit une addition cohérente de retour des vagues adjacentes en phase (Holt, 2004).

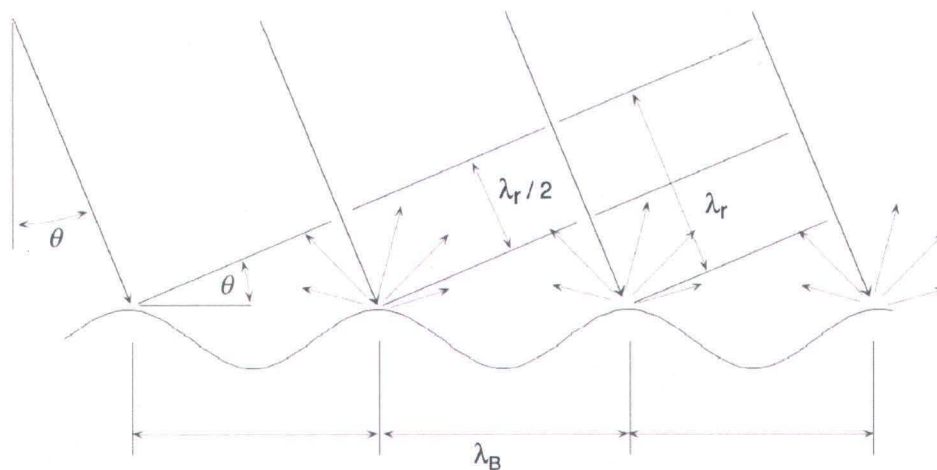


Figure 1.2 Représentation schématique de la résonance de Bragg, la résonance est maximale lorsque les vagues adjacentes sont en phase (Holt, 2004)

La rétrodiffusion est maximale quand les vagues de Bragg sont alignées avec la visée radar (figure 1.2). La résonance de Bragg s'applique pour des angles d'incidence entre 15° et 70° (Holt, 2004). En dessous de ces valeurs, les règles d'optiques géométriques (rétrodiffusion spéculaire) s'appliquent et au delà, des phénomènes complexes de diffraction, difficile à modéliser (figure 1.3).

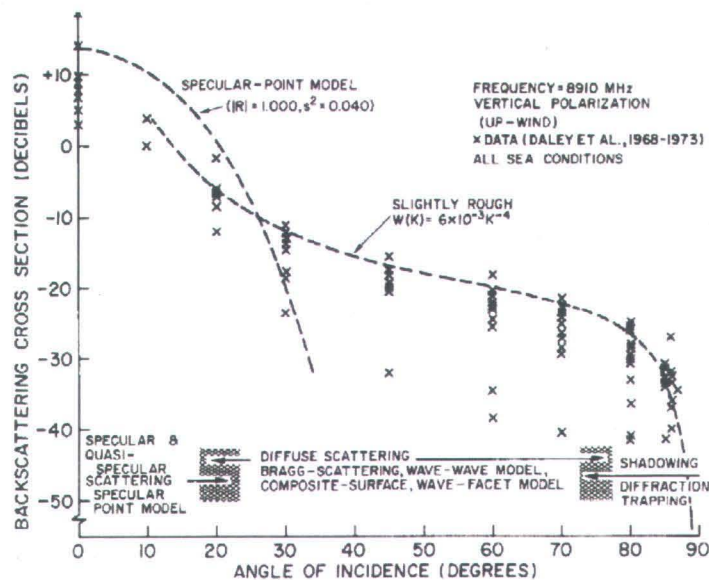


Figure 1.3 Mécanisme de diffusion dominant sur l'eau, dépendamment de l'angle d'incidence pour une onde Radar en bande C de longueur d'onde  $\lambda = 3.36$  cm (Valenzuela, 1978)

La sensibilité à la résonance de Bragg est maximale en polarisation VV et est dépendante de la longueur d'onde du radar. Par exemple le satellite RADARSAT-2 opère en bande C, à une longueur d'onde de 5.3 cm. Les vagues d'une longueur d'onde de l'ordre de ~2,5 cm produisent une résonance de Bragg maximale pour les radars en bande C en se fiant à l'équation 1. En plus des micro-vaguelettes qui se forment instantanément à la surface lorsque le vent souffle suffisamment fort, les vagues longues influencent les plus petites vagues et la rétrodiffusion vers le radar (Figure 1.4). Ces vagues modifient la rétrodiffusion des ondes radar sur l'eau par l'entremise de trois mécanismes qui modifient le plan incident et l'angle d'incidence locale : 1) La pente de la vague ainsi que la hauteur de la vague modifient le plan incident. 2) Sous l'effet des vagues longues sous-jacentes, les facettes des micros vagues de Bragg se basculent et se déplacent, ce qui modifie la géométrie des vaguelettes. 3) Par le phénomène de la modélisation hydrodynamique, les vaguelettes s'étirent sur les crêtes de vagues et se compriment dans les creux. Les courants et les effets tidaux peuvent également engendrer de la modulation. Pour modéliser précisément de manière théorique la rétrodiffusion radar, les modèles doivent comprendre au moins le spectre de hauteur des vagues, la pente moyenne de la surface, couplé avec un modèle simple décrivant l'interaction entre les ondes électromagnétiques et la surface. Pour la partie électromagnétique, un modèle dit composite ou deux échelles est fréquemment employé et consiste en la formulation de la résonance de Bragg pour les petites vagues, modulé et basculé par les longues vagues (Mouche *et al.*, 2005). On peut séparer les vagues qui répondent au critère de Bragg des longues vagues à l'aide du nombre d'onde représenté comme suit :

$$K_R H < 1 \quad (2)$$

$K_R$  est le nombre d'onde du signal radar et H la hauteur des vagues. Les modèles théoriques (composites ou deux échelles) donnent des résultats assez cohérents pour la polarisation VV, mais échouent à prédire le signal en HH.



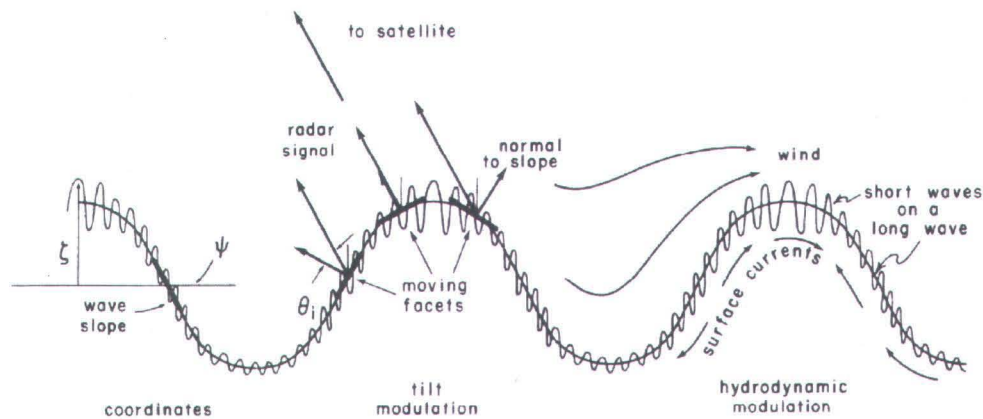


Figure 1.4 Ondes courtes, superposées sur des longues vagues. On peut y voir le phénomène de la modulation hydrodynamique et la modification du plan incident pour une onde radar (Holt, 2004)

### 1.2.3 Modèles Géophysiques

Compte tenu de la grande complexité des paramètres qui régissent la rétrodiffusion sur l'eau, on se base généralement sur des modèles empiriques pour estimer la vitesse du vent (Christiansen *et al.*, 2006). Ces modèles portent le nom de modèles géophysiques (GMF). Trois fonctions de modèles en bande C sont généralement utilisées : CMOD4, CMOD-IFR2 et CMOD5. Ces modèles sont valides pour la gamme de vitesse de 2-24 m/s (Barthelmie *et al.*, 2003). En dessous de 2 m/s les vagues de Bragg ne sont pas suffisamment développées pour être mesurées par radar. Une saturation du signal se produit systématiquement pour les vitesses de vent de plus de 20 m/s, de même que pour les faibles angles d'incidences. Le modèle CMOD5 a été développé pour les vents plus forts. La vitesse maximale estimée à l'aide de ce modèle a été de 35 m/s (Hersbach *et al.*, 2007). Il n'existe pas de consensus à l'heure actuelle sur lequel des GMF donnent les meilleurs résultats. Christiansen *et al.* (2006) a obtenu de meilleurs résultats parmi les trois avec CMOD-IFR2 et Horstmann *et al.* (2005) avec CMOD4. En revanche, CMOD5 a donné de meilleurs résultats lorsqu'il s'agit d'étudier les forts vents comme les *jets barrière* (Signell *et al.*, 2010). Ainsi, des paramètres environnementaux semblent exprimer le succès d'un GMF par rapport à un autre.

Le modèle CMOD5 par exemple a la formulation suivante (Hersbach *et al.*, 2007) :

$$\sigma^0 = CMOD(C, U_{10}, \varphi, \theta) = n(\theta)B_0(C_0, U_{10}, \theta)[1 + B_1(C_1, U_{10}, \theta) \cos(\varphi) + B_2(C_2, U_{10}, \theta)]^p \quad (3)$$

Où  $\varphi$  est l'angle azimutal soit la direction du vent par rapport à la visée radar estimé à priori d'une source externe,  $\theta$  l'angle d'incidence et  $U_{10}$ , la vitesse du vent à une hauteur de 10m. La fonction  $B_0$  est une loi de puissance qui dépend de la vitesse du vent et de l'angle d'incidence.  $B_1$  et  $B_2$  sont fonction de la vitesse du vent et de l'angle d'incidence représentant les différences (upwind-downwind) et (upwind-crosswind) (voir figure 1.5). On dit que l'angle azimutal est *upwind* si le vent souffle face au radar ( $0^\circ$ ), *downwind* de dos ( $180^\circ$ ) et *crosswind* perpendiculairement ( $90^\circ$  et  $270^\circ$ ).

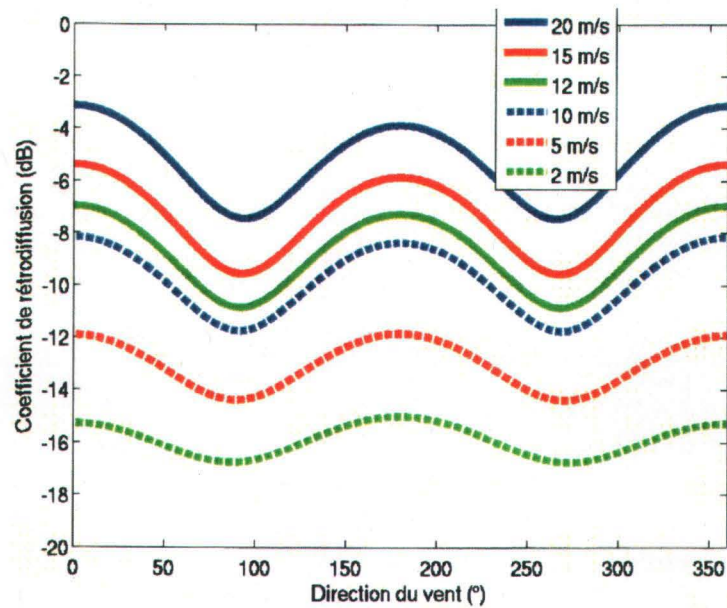


Figure 1.5 Variation de la rétrodiffusion radar selon l'angle azimutal. Tiré de Beaucage (2008)

La fonction CMOD est trop complexe pour être inversée et la solution (vitesse de vent) doit être obtenue numériquement. Les 28 coefficients  $c$  de l'équation 3 ont été déterminés numériquement et décrivent chacune des 3 fonctions B. Pour caler le modèle CMOD5, 22 000 colocations avec le modèle ECMWF<sup>1</sup> et les données du diffusiomètre AMI à bord de ERS-2 ont été utilisées (Hersbach *et al.*, 2007).

Le modèle CMOD5.n est une version modifiée de CMOD5, développée pour ASCAT (Hersbach, 2008). Le modèle CMOD5 mesure les vents à 10 m, tandis que CMOD5.n mesure les vents équivalents neutres et éliminent un biais qui avait été observé dans plusieurs études. On a recalculé les paramètres  $c$  de l'équation 3, en soustrayant 0.7 m/s du signal. Un biais de 0.5 m/s était observé et serait lié à la formulation de la couche limite dans le modèle ECMWF. D'autre part, sur l'océan global, l'atmosphère est en général légèrement instable, puisque l'eau est plus chaude que la température de l'air, produisant des vents de 0.2 m/s plus forts (Hersbach, 2008, Kara *et al.*, 2008). Deux définitions des vents équivalents neutres existent : 1) Le vent équivalent neutre est le vent qui serait observé si la stratification de l'atmosphère était neutre. 2) Le vent équivalent neutre est le vent calculé en utilisant la friction et la longueur de rugosité en accord avec la stratification de l'atmosphère, mais en définissant le terme de stratification à zéro, dans un profil de vent logarithmique modifié (Kara *et al.*, 2008, Liu *et al.*, 1996). Ainsi, les diffusiomètres et les RSO mesurent la friction appliquée par le vent à la surface de l'eau plutôt que la vitesse du vent directement. L'équation 4 peut aider à mieux cerner le phénomène :

$$U(z) = \left(\frac{U_*}{k}\right) \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \varphi\left(\frac{z}{L}\right)\right] \quad (4)$$

$U(z)$  représente la vitesse du vent par rapport à la surface de l'eau,  $k$  la constante de von Karman de 0.4,  $z$  la hauteur d'estimation,  $z_0$  la longueur de rugosité. La fonction de stabilité universelle  $\varphi$  est de zéro dans le cas d'une atmosphère neutre. La vitesse de friction  $U_*$  et la longueur de rugosité en mer sont toutes deux fonctions de la vitesse de vent, de la stratification de l'atmosphère (le mélange accroît ou réduit la friction) et de l'état de la mer. Ce sont ces deux paramètres qui peuvent être modifiés pour mesurer les vents équivalents neutres, en fonction de l'état de l'atmosphère, mais pas la fonction de stabilité universelle.

---

<sup>1</sup> European Centre for Medium-Range Weather Forecast

### 1.2.4 Rapports de polarisation en bande HH

Puisque les modèles géophysiques en bande C sont produits généralement à partir de diffusiomètres qui opèrent en polarisation VV (ERS-1-2, ASCAT), un rapport de polarisation est nécessaire pour l'application de ces modèles en polarisation HH. En polarisation HH, une fraction plus grande du signal est associée à la fraction non polarisée, qu'en VV. En effet, cette fraction augmente avec l'angle d'incidence, la vitesse du vent et fluctue selon la direction du vent (Monaldo *et al.*, 2004). Cette contribution à angle d'incidence intermédiaire (40° à 60°), est de moins de 20% en VV, mais peut atteindre 50% en HH (Kudryavtsev *et al.*, 2003). Les vagues déferlantes et les mécanismes de rétrodiffusion multiple induisent une fraction du signal non polarisée. La fraction polarisée est associée à la résonance de Bragg. Le déferlement perturbe la surface et génère de la turbulence à la surface. L'air qui a été perturbée localement se disperse et transmet de l'énergie aux petites vagues avoisinantes. La contribution des vagues déferlantes est sous la forme de mousses et d'écumes à la surface de la mer lorsque le vent s'accélère. Cette mousse favorise la dépolarisation des ondes, alors que des poches d'airs dans la mousse produisent un contraste diélectrique qui favorise une diffusion de volume. Les vagues peuvent également former des réflecteurs en coin qui dépolarisent eux aussi le signal. La thèse de Mouche (2005) a démontré que la pente de la surface de la mer est ce qui influe le plus sur le rapport de polarisation, puisqu'elle est associée à la probabilité de déferlement des vagues. Selon ces travaux, la contribution de la vitesse de vent est assez négligeable, mais la direction est d'importance majeure.

Pendant longtemps, une base de données complète et proprement calibrée était plutôt rare en polarisation HH. Pour cette raison, il était difficile de modéliser précisément le comportement du rapport de polarisation. Thompson *et al.* (1998) a pour sa part effectué une première approximation en modélisant le rapport de polarisation en fonction uniquement de l'angle d'incidence.

$$RP(\theta) = \frac{(1+2\tan^2\theta)^2}{(1+\alpha\tan^2)^2} \quad (5)$$

Où  $\theta$  est l'angle d'incidence radar, ( $\alpha=0$ ) représente la diffusion de Bragg pure et ( $\alpha=2$ ) celle associée à la diffusion de Kirchoff. Le choix du paramètre  $\alpha$  a longuement été débattu dans la littérature.

La calibration du capteur serait d'importance majeure sur le choix de ce paramètre. Par exemple, pour RADARSAT-1, la valeur de ( $\alpha=1$ ) a été associée aux images générées au *Canadian processing facility center* (CDPF), tandis que la valeur de 0,6 pour les images générées au *Alaska SAR facility* (ASF) (Choisnard, 2004).

Avec l'avènement d'ENVISAT ASAR et de RADARSAT-2, des mesures de polarisation HH et VV sont maintenant disponibles simultanément, permettant de mieux comprendre le comportement du rapport de polarisation. Le rapport de polarisation de Mouche a été généré à partir du capteur ASAR embarqué dans l'avion STORM (Mouche *et al.*, 2005). Ce rapport de polarisation est exprimé en fonction de l'angle d'incidence et de l'angle azimutal. Il est à noter que la rétrodiffusion est plus faible pour toutes les directions de vent en HH. Il existe une anisotropie azimutale entre les mesures en HH et en VV. Par exemple, la différence entre le rapport de la rétrodiffusion sous le vent (*downwind*) et face au vent (*upwind*) est plus grande en HH qu'en VV. En VV par contre, la différence est plus grande entre le rapport sous le vent et perpendiculaire au vent (Mouche *et al.*, 2006). Cela peut s'expliquer par le fait que l'effet du déferlement des vagues est plus intense en direction face au vent que sous le vent. Le rapport de polarisation de Mouche a la formulation suivante :

$$RP(\theta, \varphi) = C_0(\theta) + C_1(\theta) \cos(\varphi) + C_2(\theta) \cos(2\varphi) \quad (6)$$

Où  $\theta$  est l'angle d'incidence et  $\varphi$  l'angle azimutal. La dépendance à l'angle d'incidence dans chaque direction azimutale est décrite par l'équation 7:

$$P_\varphi(\theta) = A_\varphi \exp(B_\varphi \theta) + C_\varphi \quad (7)$$

Où  $A_\varphi$   $B_\varphi$   $C_\varphi$  sont des coefficients calculés dans trois directions: face au vent, sous le vent et perpendiculairement.

La différence entre la polarisation HH et VV, face au vent(0), perpendiculairement ( $\frac{\pi}{2}$ ) et sous le vent ( $\pi$ ) est sous la forme suivante :

$$C_0(\theta) = \frac{P(\theta,0)+P(\theta,\pi)+2*P(\theta,\frac{\pi}{2})}{4} \quad (8A)$$

$$C_1(\theta) = \frac{P(\theta,0)+P(\theta,\pi)}{2} \quad (8B)$$

$$C_2(\theta) = \frac{P(\theta,0)+P(\theta,\pi)-2*P(\theta,\frac{\pi}{2})}{4} \quad (9A)$$

Le rapport proposé par Vachon *et al* (2011), est simplement une régression empirique du rapport de polarisation des coefficients de rétrodiffusion RADARSAT-2 en fonction de l'angle d'incidence (équation 9). La figure 1.6 extraite de Vachon *et al.* (2011) montre que plus l'angle d'incidence augmente plus on voit une dispersion des données, ce qui prouve clairement que l'angle d'incidence n'est pas le seul facteur explicatif. La figure 1.7 montre la dépendance à l'angle d'incidence de trois rapports de polarisation. On peut y voir que les modèles théoriques Thompson et Kirchoff, sont assez loin du modèle empirique de Vachon *et al.* (2011).

$$(10) \quad RP = 0.851 \exp(1.381\theta) \quad [\text{Unité} \quad \text{linéaire}]$$

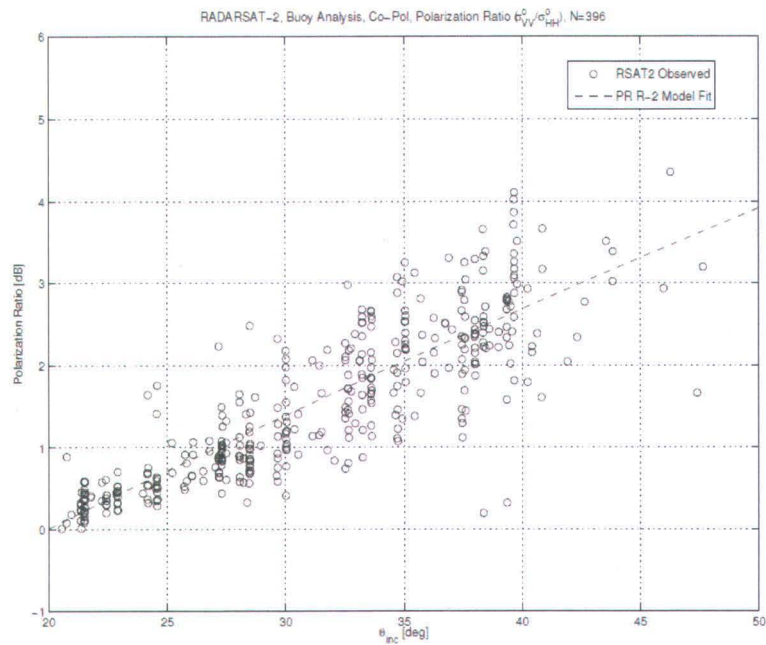


Figure 1.6 Évolution des rapports de polarisation ( $\sigma_{VV}^0/\sigma_{HH}^0$ ) des coefficients de rétrodiffusion de RADARSAT-2 en fonction de l'angle d'incidence. Tiré de (Vachon *et al.*, 2011)

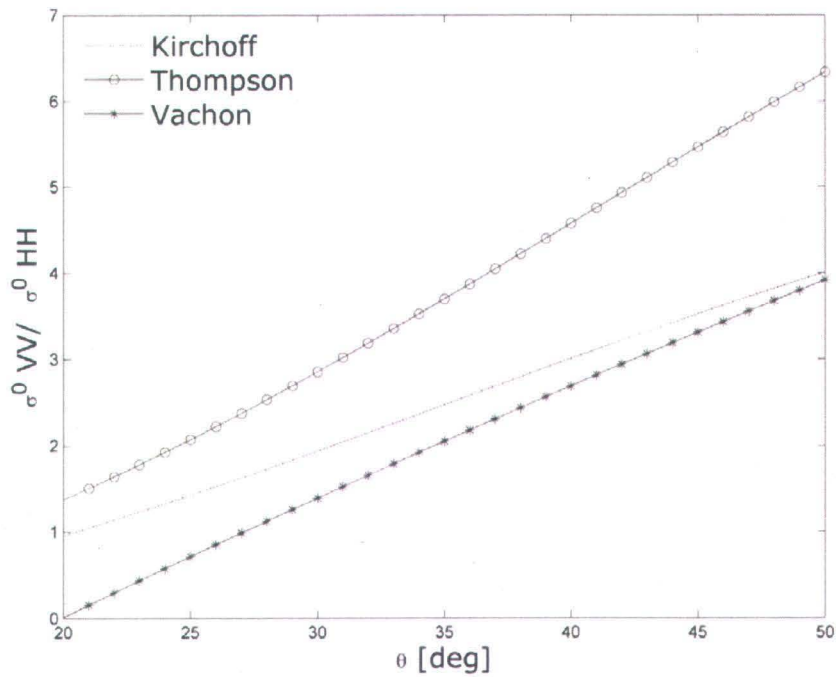


Figure 1.7 Évolution des rapports de polarisation ( $\sigma_{VV}^0/\sigma_{HH}^0$ ) en fonction de l'angle d'incidence selon trois modèles (Kirchoff, Thompson, Vachon)

Le rapport de Hwang *et al* (2010) est un peu différent. Il exprime le RP en fonction de la vitesse du vent et de l'angle d'incidence. Cela infirme les conclusions de Mouche (2005) qui n'a pas trouvé de corrélation significative entre la vitesse du vent et le RP de Hwang *et al* (2010). Plusieurs auteurs s'entendent pour dire que le déferlement des vagues est accentué considérablement avec le vent. Son rapport prend la forme suivante :

$$PR = A(\theta)U_{10}^{\alpha(\theta)} \quad (11)$$

$$A(\theta) = 1.56 * 10^{-3}\theta^2 - 3.39 * 10^{-2}\theta + 1.33 \quad (10a)$$

$$\alpha(\theta) = -1.15 * 10^{-3}\theta - 7.24 * 10^{-2} \quad (10b)$$

Où  $U_{10}$  est la vitesse du vent à 10m et  $\theta$  l'angle d'incidence. Choïnard (2004) dans sa thèse avait proposé un facteur correctif, fonction de la vitesse du vent, la fonction A, très similaire à la formulation de l'équation 10.

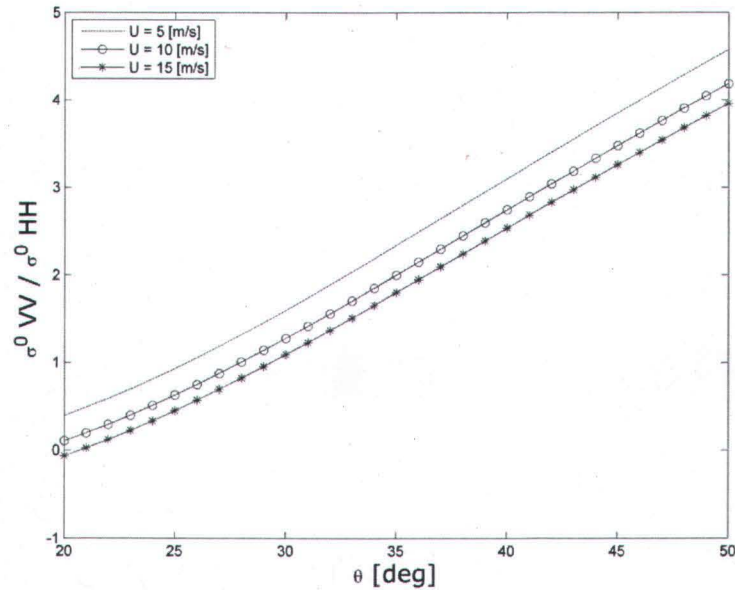


Figure 1.8 Rapport de polarisation de Hwang *et al* (2010) pour 3 vitesses de vent (U), soit 5, 10 et 15 m/s.



### 1.2.5 Vitesse en polarisation croisée

L'obtention de la vitesse du vent en polarisation croisée est un sujet relativement récent, car les satellites commencent tout juste à être munis de cette polarisation. Le niveau de bruit issu majoritairement du bruit thermique causé par l'électronique à bord de la plate forme est un problème majeur avec la polarisation croisée sur l'eau, puisque le signal dépolarisé est très faible en mer en comparaison avec certaines surfaces terrestres. Le signal doit toujours être supérieur au niveau de bruit, pour qu'une mesure de vent puisse être acquise. La diaphonie entre les canaux (*interchannel cross-talk*), commence à se faire sentir sous les -30 dB (Touzi *et al.*, 2011). Elle se traduit par la contamination des canaux entre eux, par exemple le canal HH se propage dans le HV. Ainsi, certains modes d'acquisition des images devraient être privilégiés. Le mode *Alternate pol* (HH et HV ou VV et VH) du capteur ASAR d'ENVISAT pourrait être utilisé. En effet, l'antenne a été conçue avec une isolation de -23 dB, mais les observations ont démontré qu'elle était plutôt de -35 dB (Suchail *et al.*, 1999). Avec RADARSAT-2, le mode Fine Quad (-36 dB) et Standard Quad (-38 dB) sont très intéressants. Toutefois, la fauchée de ces modes est très restreinte (~50 km). Le mode ScanSAR Narrow HH/HV, VV/VH, est probablement le plus intéressant au niveau de la fauchée (~250 km) et a un niveau de bruit acceptable (-30 dB).

L'engouement pour la polarisation croisée, pour retracer la vitesse des vents, a été motivé par le fait que la direction des vents peut être négligée. La première étude sur la question a démontré qu'il existait une très forte relation linéaire entre la rétrodiffusion radar et la vitesse des vents, en omettant tous les autres paramètres (angle d'incidence, angle azimutal) (Vachon *et al.*, 2011). La seconde étude a démontré une légère dépendance à l'angle d'incidence du signal en polarisation croisée, et une transition cubique de la rétrodiffusion avec la vitesse des vents vers 12 m/s, qui est la signature typique de déferlement des vagues (Hwang *et al.*, 2010). L'étude des données ASAR à l'aide de l'avion Storm a démontré qu'il existait une relation entre le signal HV et l'angle azimutal, mais moindre qu'en co-polarisation. Ainsi, la différence upwind-crosswind est de l'ordre de 2 dB en HV, comparativement à 4 dB en VV et 3.5 dB en HH, pour une vitesse de vent entre 10-12 m/s (Hauser *et al.*, 2003). Donc, la direction des vents a toujours une importance, mais il est possible de la négliger en HV. Le *SAR National Wind Project* a développé un modèle de régression multiple, du signal VV+VH et HH+HV, qui a démontré des résultats supérieurs au modèle CMOD-IFR2 (Komarov *et al.*, 2010). Les variables explicatives utilisées sont : la rétrodiffusion, l'angle d'incidence et le niveau de bruit. Les études

du niveau de bruit ont démontré que celui-ci était en phase avec la rétrodiffusion, jusqu'à un certain seuil et qu'il était possible de le soustraire du signal (Komarov *et al.*, 2010). Cet élément peut permettre d'obtenir des mesures de vent à plus basse vitesse. Toutefois, en incluant le niveau de bruit dans les modèles, il faut établir un modèle pour chaque mode d'acquisition des images puisque le bruit fluctue entre les modes et est également dépendant de l'angle d'incidence.

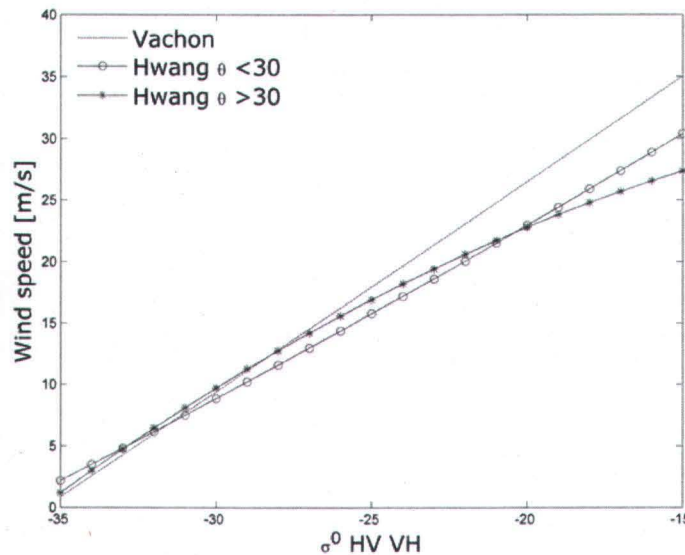


Figure 1.9 Relation entre la vitesse du vent et la rétrodiffusion en polarisation croisée selon les modèles de Vachon et de Hwang

### 1.2.6 Méthodes d'estimation de la direction de vent

#### *Interpolation à l'aide de bouée et de mâts de mesure*

La direction de vent est en entrée des modèles CMOD en co-polarisation et doit être obtenue a priori, puisque le RSO observe une scène dans une seule direction, contrairement aux diffusiomètres qui le font dans plusieurs directions. Cette information peut être obtenue par interpolation des observations locales réalisées par des bouées et des mâts de mesure. La fréquence temporelle de saisie de données est excellente, étant donné que les mesures sont prises à chaque minute et moyennées sur 10 minutes. Bien évidemment, les résultats sur la vitesse par RSO, comparée à ceux obtenus d'une bouée sont supérieurs en utilisant la direction issue de bouées, qu'avec d'autres approches (Hasager *et al.*, 2005). Toutefois, les bouées de

mesure en mer coutent assez cher et sont la majorité du temps plutôt clairsemées géographiquement. En utilisant les mâts terrestres, des biais issus de transition de régime terre-mer doivent être pris en considération, ainsi que de la canalisation du vent par des effets orographiques, qui modifie la direction localement (Ricard *et al.*, 2006).

### *Modèles numériques de prévision atmosphérique (NWP)*

Les modèles de prévision atmosphériques (NWP) représentent une très bonne alternative comme source de direction de vent, liée à leur faible coût, leur rapidité d'exécution et leur répartition surfacique plutôt que ponctuelle. Ces modèles peuvent être utilisés de manière routinière, ou produits à des heures spécifiées par l'utilisateur. Ces modèles sont utilisés à méso-échelle avec un maillage qui varie entre 1 Km et 100 Km. Par exemple le modèle MC2 d'Environnement Canada à une résolution de 4 Km et le modèle GEM-LAM d'Environnement Canada, 2.5 km (voir la thèse de Beaucage (2008) pour une description de ces modèles). Le "National SAR Wind Project" du Canada utilise le modèle GEM-LAM comme information sur la direction pour calculer la vitesse par RSO [www.cwinds.ca](http://www.cwinds.ca). Par contre, les variations à échelles plus fines ne sont pas représentées dans ces modèles, ainsi que la nature turbulente du vent (Beaucage *et al.*, 2007). Des erreurs de phase peuvent également, faire en sorte qu'un phénomène atmosphérique est déplacé dans le temps.

### *Diffusiomètre*

Un diffusiomètre fonctionne de manière identique à un RSO et est sensible aux mêmes phénomènes physiques. Toutefois, il n'utilise pas le procédé d'ouverture synthétique, faisant en sorte que sa résolution est kilométrique plutôt que de l'ordre du ~m. Les données issues d'un diffusiomètre peuvent être utilisées comme information sur la direction de vent pour le calcul de la vitesse par RSO. Pour être représentatif des conditions de vent actuel, on utilise les données dans un intervalle de trois heures suivant l'acquisition de l'image radar. La fréquence temporelle est le principal avantage des diffusiomètres alors qu'il y a plus de deux passages

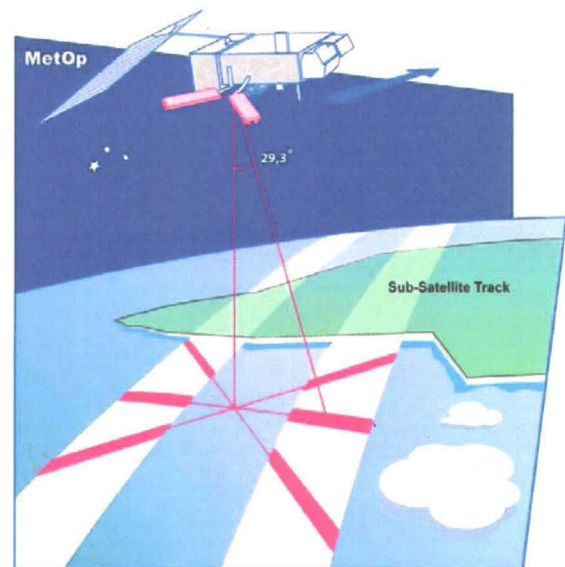


Figure 1.10 Le diffusiomètre ASCAT (bande C) à bord de MetOp-A. Ce diffusiomètre a deux jeux de trois antennes, qui illuminent deux zones de 550 km, séparées par un trou de 700 km. (Source:EUMETSAT, 2011)

par jour pour une localisation précise. La direction de vent est obtenue, alors que plusieurs valeurs de  $\sigma^{\circ}$  sont mesurées simultanément dans des directions différentes, à l'aide de plusieurs antennes ou d'une antenne rotative. Cela permet d'éliminer l'ambiguïté de  $180^{\circ}$  dans les directions de vent. Les désavantages d'utiliser le diffusiomètre repose dans la sensibilité à des phénomènes côtiers. Dans cette optique, un masque de l'ordre de 25 km à 30 km est appliqué sur les côtes, pour limiter la contamination des pixels par les phénomènes côtiers. Cet élément avait fait en sorte qu'aucun vecteur n'avait pu être extrait dans le détroit de Northumberland dans l'étude de l'île du prince Édouard (Lessard-Fontaine *et al.*, 2010). Les mêmes limitations que le NWP existent sur la représentation des échelles plus fines. Les études à l'INRS ont, dans le passé, utilisé le diffusiomètre QuickSCAT en entrée de direction de vent. Un bris sur le système de rotation de l'antenne, le 23 septembre 2009, a probablement mis fin au capteur QuikSCAT. Toutefois, le diffusiomètre européen ASCAT, et l'Indien Oceansat-2 sont appelés à prendre la relève à court terme.

### 1.2.7 Méthodes d'estimation de la direction du vent par imagerie RSO

#### *Phénomènes océaniques exploités pour estimer la direction du vent*

Les figures visibles sur les images marines RSO, sont majoritairement issues de la couche limite marine atmosphérique (MABL), au contact entre la mer et l'atmosphère. Ces phénomènes sont initiés soit thermodynamiquement ou dynamiquement. Les éléments qui seront présentés dans le cas présents, sont les cellules, les rouleaux atmosphériques et les veines de vent.

#### *a) Les cellules*

Les cellules ont une texture moutonnée sur une image radar. La signature sur l'eau provient des courants ascendants et des rafales de vent. Les cellules se forment dans des conditions instables, alors que la surface de l'eau est plus chaude que l'atmosphère ambiante. Cette instabilité produit généralement des nuages de types cumulus et la texture de l'image RSO adopte la signature de convection (Figure 1.11). Pour relever les directions de vent à l'aide des cellules, on peut observer que la rétrodiffusion induite par les vagues de Bragg est plus

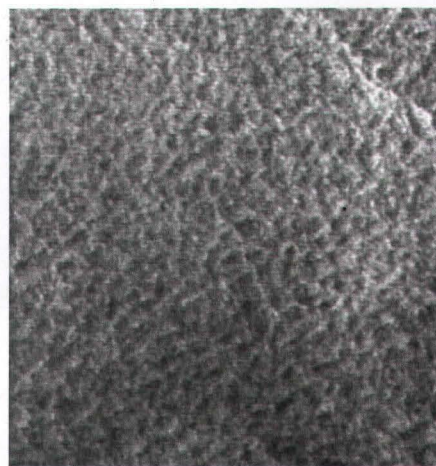


Figure 1.11 Image RADARSAT-1 illustrant la texture moutonnée des cellules qui adopte la signature de convection (Sikora *et al.*, 2004).

élevée d'un côté de la cellule que de l'autre (Sikora *et al.*, 2004).

### b) Les rouleaux atmosphériques

La dynamique de formation des rouleaux atmosphériques est similaire à celle des cellules. Le rouleau se forme dans un environnement où le cisaillement induit par le vent est important en contexte d'instabilité thermodynamique. La signature radar du rouleau est sous la forme de veine très large et étendue longitudinalement. Les rouleaux sont séparés entre eux par plusieurs dizaines de km. Sur une image Radar, la branche ascendante produit une zone foncée et la branche descendante du rouleau une zone de forte rétrodiffusion, produite par le cisaillement sur l'eau



Figure 1.12 Image RADARSAT-1 illustrant une série de rouleaux atmosphériques, plus prononcée vers la droite (SAR marine user,

Figure 1.12). Le rouleau se transforme en cellule, lorsque le vent moyen diminue et le gradient de température s'amenuise. La direction du vent est perpendiculaire au rouleau (Sikora *et al.*, 2004).

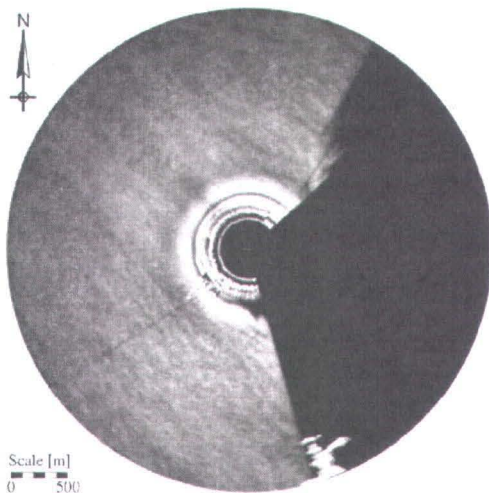


Figure 1.13 Patron de veine de vent imagé par un radar nautique en bande X installé sur une plate forme pétrolière (Horstmann *et al.*, 2005)

### c) Les veines de vent

Les veines de vent sont visibles sur la majorité des images RSO. Elles sont causées par de la turbulence locale, alors que les tensio-actifs et la mousse s'alignent avec la direction moyenne des vents. La signature sur l'eau est sous la forme de veines de vent espacées de 100 m à 500 m et perdurant une dizaine de secondes (Figure 1.13) (Dankert *et al.*, 2003).

Il est à noter que les méthodes issues des rouleaux atmosphériques et des cellules sont de moins en moins utilisées. L'erreur de ces méthodes peut être assez élevée, car ce sont des phénomènes à grandes échelles davantage déconnectés des phénomènes locaux. Par exemple, les rouleaux atmosphériques représentent un compromis entre les vents de surface et les courants géostrophiques d'altitude. Une étude dans le Pacifique de 1882 images RSO a démontré que les rouleaux atmosphériques et les cellules sont présents dans 44% du temps, absents dans 34% et ambiguë dans 22% sur les images RSO (Levy *et al.*, 1998). Toutefois, les veines de vent sont jugées suffisamment précises pour retracer la direction du vent dans 87.5% du temps (Koch *et al.*, 2006). Par contre, en dessous de 4 m/s, les veines de vent sont de moins en moins présentes et les phénomènes induits autrement que par le vent s'accroissent, comme les ondes internes, les courants, les nappes d'huiles et de tensio-actifs. Ainsi, la précision des directions de vent en utilisant les veines de vent s'accroît avec une augmentation de la vitesse du vent (Koch *et al.*, 2006). La plus grande limitation des mesures de direction radar par RSO est qu'une ambiguïté de 180° réside pour chaque vecteur de vent. Il faut utiliser des méthodes auxiliaires telles les modèles numériques, les données météo, les bouées et les mâts de mesure, pour relever cette ambiguïté. Toutefois, lorsque les vents proviennent du milieu terrestre une ombre caractéristique est présente le long de la côte, témoignant de la turbulence et du changement de régime terre-mer (figure 1.14). Cette ombre permet de lever l'ambiguïté de 180°.

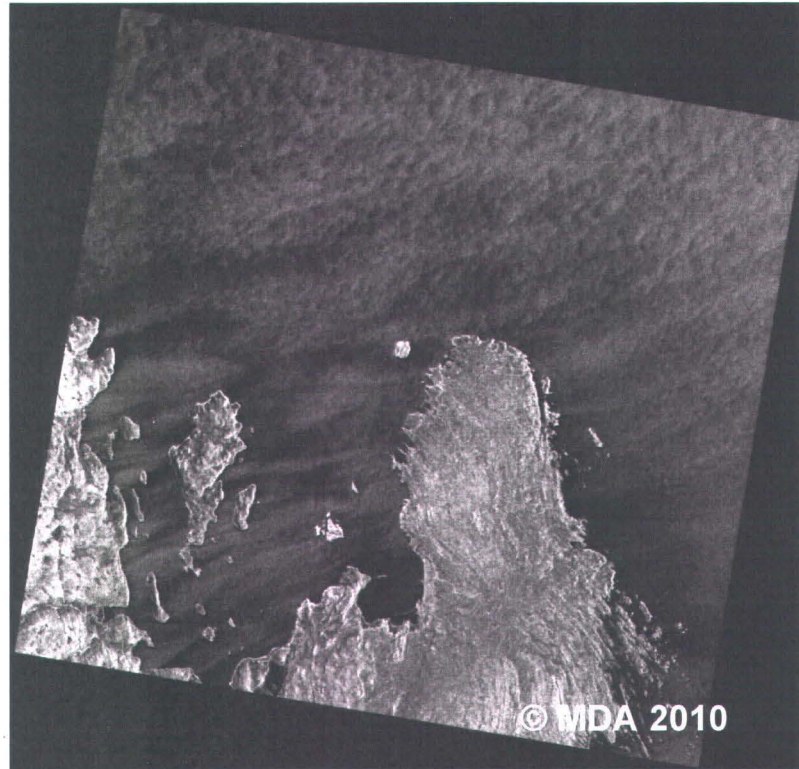


Figure 1.14 Ombre Radar typique d'un vent provenant de la terre, permettant de relever l'ambiguïté de 180° ainsi que des signes associés à de la convection (texture moutonnée). Quaqaq-2010-12-12 UTC10:53:02

### 1.2.8 Aperçu de quelques méthodes d'extraction de la direction du vent par RSO

#### *Méthode du diffusiomètre, adaptée au RSO*

Comme le diffusiomètre est l'outil le plus efficace pour retracer les directions de vent, à l'aide de ces multiples vues, certains auteurs ont tenté d'utiliser la même méthodologie, mais appliquée à l'image RSO. L'approche est appliquée en comparant le  $\sigma^0$  de deux sous-images dans la direction de visée radar qui ont des angles d'incidence différents. La méthodologie présentée ci-dessous est issue de (He *et al.*, 2005).

Pour chaque sous-image on détermine une fonction de coûts,

$$J(i, j) = (\sigma_1^m(i, j) - \sigma_1^0(i, j))^2 + (\sigma_2^m(i, j) - \sigma_2^0(i, j))^2 \quad (12)$$

qu'on dérive en fonction de la vitesse et de la direction du vent :

$$\frac{\partial J(i, j)}{\partial v(i, j)} = 0 \quad \frac{\partial J(i, j)}{\partial \cos(\varphi(i, j))} = 0 \quad (13)$$

Dans les deux équations précédentes,  $\sigma_1^m$  correspond à la valeur de  $\sigma^0$ , calculée à l'aide du modèle géophysique vu au début de l'ouvrage (équation 3). Le sous-indice représente, le numéro de la sous-image.  $\sigma_1^0$  correspond aux valeurs de rétrodiffusion pour une sous-image précise.  $U$  est la vitesse du vent et  $\varphi$  la direction du vent. La résolution de ce système d'équations est réalisée à l'aide de la méthode numérique de Newton. L'incrémentation est effectuée sur la vitesse à l'intérieur du modèle géophysique et se poursuivra jusqu'à ce que l'écart entre deux valeurs subséquentes de  $\cos(\Phi)$ , soit inférieur au seuil spécifié par l'utilisateur. Un avantage de cette méthode est qu'aucune des figures océaniques présentées précédemment n'est nécessaire dans ce cas, alors que la méthode tente de quantifier les transitions de valeurs de rétrodiffusion. La résolution de la direction de vent avec cette méthode est de 25 km, ce qui la rend moins intéressante.

### *Méthodes spectrales*

La transformation de Fourier est une technique mathématique qui sépare une image en composantes spectrales variables (Jensen, 2005). Le théorème de Fourier repose sur le fait que chaque fonction  $f(x)$  peut être représentée par une série de termes sinusoïdaux. La transformation de Fourier en deux dimensions s'écrit sous la forme suivante :

$$F(u, v) = \iint_{-\infty}^{\infty} f(x, y) e^{-2\pi i(ux+vy)} dx dy \quad (14)$$

Où  $u$  est le nombre d'onde dans la direction  $x$  et  $v$  le nombre d'onde dans la direction  $y$ . À l'aide du spectre de Fourier il est possible d'observer un patron cyclique observé dans une image, tel celui provenant des veines de vent et des rouleaux atmosphériques, avec une amplitude caractéristique. La direction du vent va être perpendiculaire au spectre de Fourier (Figure.1.15).

La décomposition par vaguelettes est similaire à la transformation de Fourier. La différence majeure entre les deux méthodes est que la méthode par vaguelette peut retenir l'information temporelle et spectrale. Ainsi la méthode des vaguelettes est une fonction mathématique qui partitionne les données en composantes différentes, permettant une étude de chaque composante avec une résolution associée à l'échelle (Vachon *et al.*, 2007). Le résultat de cette méthode est une collection de fréquences temporelles représentant le signal à des échelles différentes. La décomposition de Fourier et celle par vaguelettes utilisent soit les veines de vent ou les rouleaux atmosphériques.



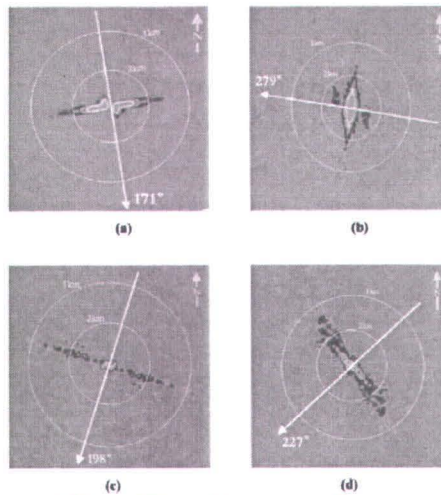


Figure 1.15 Résultat graphique d'une transformation de Fourier, le vecteur de vent est perpendiculaire au spectre de Fourier, dans une sous-image précise (Kim *et al.*, 2002).

*La méthode du maximum d'écart type moyen (MSTDM)*

La méthode *MSTDM* peut être appliquée soit sur des images de texture ou des décompositions par vaguelettes. La méthode présentée dans le cas présent se base sur texture de Vachon *et al* (2007) et Du *et al* (2002). La texture est utilisée, car le patron laissé par les veines de vent est très caractéristique sur ce type d'image. Au départ, il faut décomposer l'image en sous-scènes de tailles variables. Par la suite, il faut effectuer un balayage à l'aide de transects de 0° à 180° à partir du centre de l'image.

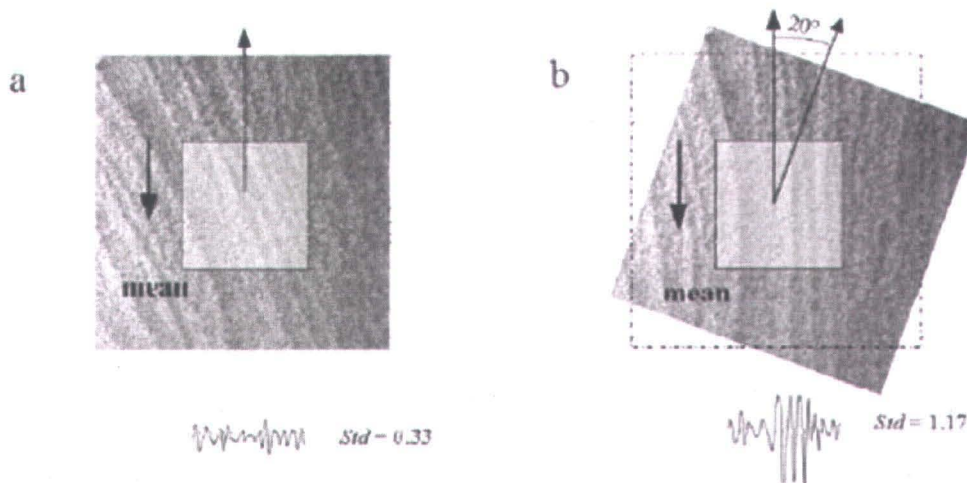


Figure 1.16 Transect effectué sur une image de texture dans des directions différentes (Vachon *et al.*, 2007)

L'image est basculée et des transects sont échantillonnés à une fréquence spécifiée par l'utilisateur dépendamment de la précision désirée. Après avoir échantillonné les transects, un calcul de l'écart type est effectué sur chaque (*stdm*) de chacun des transects. Par la suite, l'opération suivante est effectuée pour chaque sous-image:

$$MSTDM = MAX[stdm(1), stdm(2), stdm(n) \dots] \quad (15)$$

$$AVSTDM = Average[stdm(1), stdm(2), stdm(n) \dots] \quad (16)$$

$$K = \frac{MSTDM}{AVSTDM} \geq 1 \quad (17)$$

Plus fort est le K, plus cette direction est probable dans la sous-image. Le K le plus fort est retenu entre les trois échelles de sous-image où le calcul a été effectué. Finalement, à l'aide d'un filtre adaptatif les valeurs voisines sont comparées en assumant que le vent ne peut changer de direction trop brusquement, le cas échéant, la valeur est ajustée en fonction des valeurs voisines.

#### *La méthode des gradients locaux*

La méthode des gradients locaux est basée sur l'hypothèse que la rétrodiffusion d'une veine de vent est constante dans sa direction et s'accroît perpendiculairement. La direction du vent sera donc perpendiculaire au gradient local le plus fréquent dans une sous-image. La méthodologie présentée est issue de Koch (2004). Pour débiter, l'image est convertie en amplitude. Par la suite, la direction et l'intensité du gradient sont obtenues à l'aide d'un opérateur de Sobel qui est un filtre de détection de bordures exprimé sous la forme suivante :

$$D_x = \frac{1}{32} * \begin{pmatrix} 3 & 0 & -3 \\ 10 & 0 & -10 \\ 3 & 0 & -3 \end{pmatrix} \quad (18)$$

Et sa transposée

$$D_y = D_x^T \quad (17B)$$

Le gradient est calculé en nombres complexes à partir de l'image en amplitude à l'aide de l'équation suivante :

$$G' = ((D_x + iD_y) * (A)) \quad (19)$$

$$G'' = R_{|2} * G'^2 \quad (20)$$

$$G''' = R_{|2} * |G'^2| \quad (21)$$

Un ré-échantillonnage, un lissage et une réduction d'échelle pour obtenir un pixel de 100m, 200m et 400m sont effectués sur le résultat  $G'$ , à l'aide d'un opérateur  $R_{|2}$ . L'opérateur s'exprime de la façon suivante :

$$R_{|2} = B^2 S_{|2} B^4 \quad (22)$$

Où  $B^2$  et  $B^4$  sont des opérateurs binomiaux s'exprimant de la façon suivante :

$$B^2 = \frac{1}{16} * \begin{pmatrix} 1 & 2 & 1 \\ 2 & 4 & 2 \\ 1 & 2 & 1 \end{pmatrix} \text{ et } B^4 = \frac{1}{256} * \begin{pmatrix} 1 & 4 & 6 & 4 & 1 \\ 4 & 16 & 24 & 16 & 4 \\ 6 & 24 & 36 & 24 & 6 \\ 4 & 16 & 24 & 16 & 4 \\ 1 & 4 & 6 & 4 & 1 \end{pmatrix} \quad (23)$$

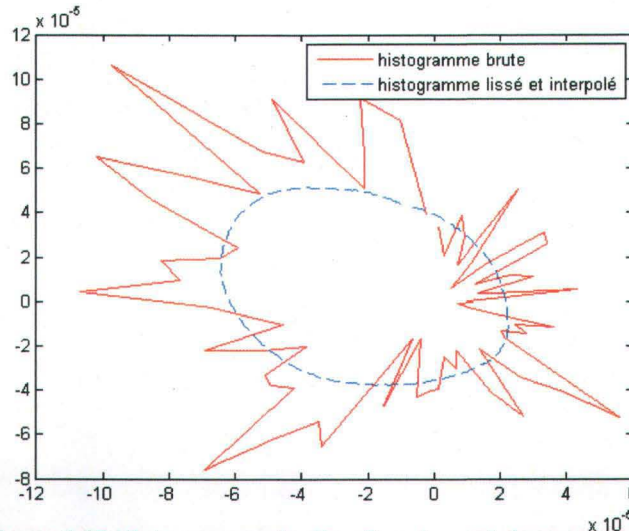
Le paramètre  $S_{|2}$  représente une réduction d'échelle de 2, donc la fonction  $R_{|2}$  doit être appliquée 6 fois en partant d'une image Wide, pour aller de 12.5m à 400m. Ces filtres servent à accentuer le patron périodique et à éliminer le bruit. Par la suite, deux facteurs de pondération sont effectués pour donner plus de poids aux gradients prédominants.

$$0 \leq \frac{|G''|}{G'''} \geq 1 \quad (24)$$

Un deuxième facteur de pondération est compilé pour déterminer à quel point chaque gradient s'écarte de la médiane des autres gradients de la sous-fenêtre:

$$0 \leq \frac{|G''|}{|G''| + \text{median}(|G''_{p',q'}|)} \geq 1 \quad (25)$$

Où  $p'$  et  $q'$  sont les indices de la sous-image. Les tests de qualité doivent être effectués trois fois pour chacune des images prises à des échelles déterminées (100 m-200 m-400 m). Ils servent à pondérer chaque valeur de gradient, selon leurs voisins et selon leurs cohérences. Ensuite, un histogramme en nombre complexe est compilé en 72 intervalles pour chaque sous image, lissé et interpolé. L'axe des y représente les valeurs réelles et l'axe des x les nombres imaginaires (Figure 1.17). Le module maximum représente la direction du gradient dans la sous-image.



**Figure 1.17** Histogramme de direction du vent dans une sous-fenêtre donnée. Le grand axe de l'œuf bleu représente la direction du vent dans cette sous-fenêtre.

La racine carrée (réduit la solution à 2 quadrants plutôt que 4) de ce maximum, représente le gradient local prédominant et perpendiculaire à ce gradient, la direction du vent. Un masque est ensuite produit, pour éliminer les éléments qui peuvent fausser la direction et produire de faux gradients, tels la glace, les fronts atmosphériques, les courants et la zone intertidale. Les sous-images qui ont plus de 50% de pixels masqués sont éliminées. Le pixel de 100 m est utilisé pour les mers peu profondes, les fjords et les baies, celui à 200 m pour les mers ouvertes et l'océan, tandis que celui à 400 m est rarement utilisé, puisque la résolution des veines de vent est généralement inférieure à 400 m.

### 1.2.9 Conclusion sur la direction des vents

La méthode des gradients locaux est la méthode qui a été choisie, puisqu'elle permet d'obtenir la direction de vent à une assez bonne résolution (~5 Km) et une bonne précision RMSE (17.5°) (Koch, 2004). Malheureusement, la méthode est semi-automatique (comme l'ensemble des méthodes RSO), puisque des vecteurs biaisés doivent être éliminés à la main et l'ambiguïté de 180° relevée. Le diffusiomètre offre des avantages flagrants, telle la routine d'acquisition, aucune ambiguïté de 180° et des données déjà traitées et de qualité. Par contre, les mesures doivent être effectuées en haute mer, à résolution plus grossière (~12.5 Km) et il est possible que l'orbite RSO ne soit pas colocalisée avec l'orbite du diffusiomètre, ce qui sera discuté dans l'article 2.

### 1.2.10 Perturbations du signal en zone côtière

Les modèles géophysiques utilisés pour calculer les vitesses de vent ont été calibrés pour la haute mer, et pour une atmosphère près de la neutralité. Les applications des RSO ont le potentiel pour être utilisées dans les projets éoliens Offshore, situés plus loin des côtes, alors que les mesures RSO ont collaboré pour les parcs de Nysted, Horn Revs et Vindeby au Danemark (Hasager *et al.*, 2008). Il est possible d'utiliser les données RSO pour les projets en zone côtière. Toutefois, le signal Radar peut être perturbé par des phénomènes typiques de la zone côtière, comme les courants, les marées et les effets liés au changement de bathymétrie. Les courants sont bien souvent perturbés en heurtant des hauts fonds et des récifs, ce qui module la surface de la mer et modifie la rétrodiffusion radar. Les vagues subissent également une accentuation de leur cambrure et brisent lorsque le rapport entre la hauteur de la vague et la hauteur du fond est entre 0,3 et 0,8 (Christiansen, 2006). Le phénomène de la modulation hydrodynamique, ainsi que l'angle d'attaque du Radar sont accentués en zone côtière. Les effets liés à la limitation du fetch<sup>2</sup> sur l'eau, font également en sorte que la surface de l'eau n'est pas à l'équilibre avec le vent. Ce facteur est lié au changement de rugosité drastique entre la terre et la mer et lorsque les bassins ont des tailles restreintes. Ainsi, les vents qui proviennent de la terre prennent une certaine distance, avant d'être en équilibre avec la surface de l'eau. De plus, à fetch court, les vagues déferlent plus facilement et il y a davantage de mousse et

---

<sup>2</sup> Le fetch est la distance sur laquelle le vent souffle dans une direction sur une zone homogène

d'écume produites dans ces conditions (Kudryavtsev *et al.*, 2007). En zone côtière, les vents qui proviennent de la mer sont mesurés plus précisément par RSO que ceux qui proviennent de la terre (Hasager *et al.*, 2005). Les perturbations présentées précédemment font en sorte que l'algorithme de traitement ne peut s'appliquer en zone côtière proximale et dans les bassins de taille réduite. Une zone tampon est généralement créée sur la zone côtière pour éviter ces biais, dépendamment de la géométrie du rivage, du cycle des marées, de la bathymétrie etc. Dans le rapport de l'île-du-Prince-Édouard, une zone tampon de 1 km a été utilisée (Lessard-Fontaine *et al.*, 2010). Cet élément sera discuté plus en profondeur dans le deuxième article.

### **1.2.11 Applications du RSO en énergie éolienne**

Les données recueillies par images satellitaires peuvent être utilisées pour calculer les paramètres de la distribution de Weibull et la densité d'énergie, nécessaires pour évaluer le potentiel éolien d'un site. Toutefois, en travaillant avec des données satellitaires, certaines considérations doivent être prises:

1) Résolution temporelle : La période d'acquisition est différente de celle des anémomètres à coupes qui échantillonnent à la minute et font une moyenne sur 10 minutes. Une image satellitaire capture l'information en deux secondes sur les bourrasques de vent et révèle la nature turbulente du vent (Beaucage *et al.*, 2007)

2) Fréquence temporelle : La densité de données n'est pas la même que celle d'un anémomètre traditionnel qui fonctionne en continu. La séquence d'acquisition est liée à l'orbite du satellite, alors que le temps de revisite pour une latitude donnée varie entre 3 et 8 fois par mois (Sempreviva *et al.*, 2008).

3) Heures d'acquisitions : Les biais temporels liés à l'orbite du satellite qui a une période typique de revisite peuvent fausser la distribution finale des vents, car l'observation ne sera pas révélatrice de la majorité de la journée. En zone côtière, la présence de cycles diurnes, comme par exemple la brise de terre et de mer peut conduire à ce type de biais. (Barthelmie *et al.*, 2003).

4) La troncature des données : Un anémomètre fonctionne pour des régimes de vent entre 0,71 m/s et 70 m/s, tandis que le radar entre 2 m/s et 24 m/s (Barthelmie *et al.*, 2003). Une vitesse de 2 m/s seconde est nécessaire pour que les micro-vaguelettes se forment à la surface de l'eau et les données où le vent est faible ou trop puissant doivent être éliminées.

5) Données manquantes : L'exclusion des données lors d'un passage de front, d'évènements pluvieux ou lors de présence de glaces. Ces perturbations induisent des changements sur la rétrodiffusion de surface. En éliminant les données sur les trois mois d'hiver dans la région de la Gaspésie, (Beaucage, 2008) a déterminé que la différence sur la moyenne des vents annuelle est de 4%. Toutefois, les effets de cette troncature se feront beaucoup plus sentir en travaillant dans les régions nordiques du Québec où la période d'englacement peut être de six mois.

Malgré ces limitations, les données issues des RSO continuent à être utilisées pour mesurer les vents. Ils sont la seule source de donnée observée qui offre une couverture spatiale surfacique, permettant d'étudier le comportement des vents à haute résolution. De plus ils permettent d'avoir une mesure prise instantanée, qui reflète la nature turbulente du vent.





## 1.3 MATÉRIEL ET MÉTHODES

### 1.3.1 Zones d'études

Dans le cadre de ce projet, deux sites ont été étudiés. Le premier se situe dans le Golfe du Saint-Laurent et couvre une superficie de 25km X 25 km. Il est centré à l'emplacement de la bouée Mont-Louis, au large de la Gaspésie (49.55°N, 65.75°W). Neuf images RADARSAT-2 multi-polarisations (HH VV HV VH), Standard Quad Pol (25 m de résolution) ont été acquises au dessus du site. L'analyse de la rose des vents de cette région démontre que la majorité des vents sont en provenance du secteur est (Figure 1.18). Le potentiel éolien annuel à 10 m est moyen à 312 W/m<sup>2</sup>.

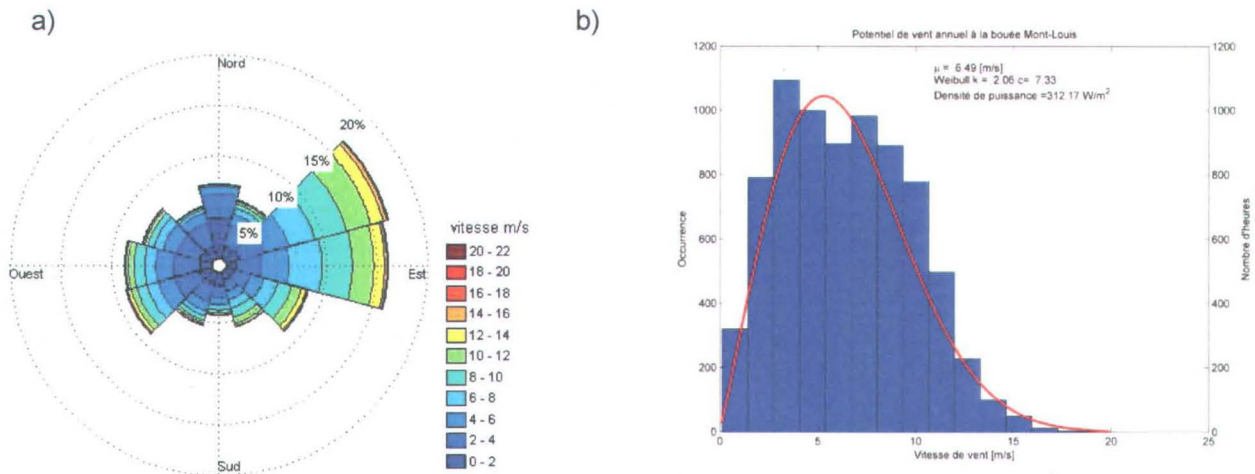
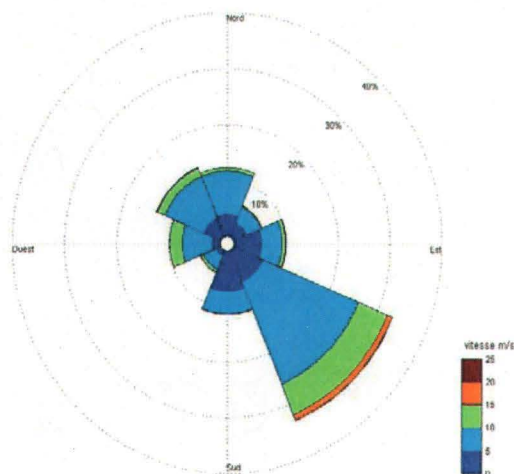


Figure 1.18 a) Rose des vents et b) distribution fréquentielle des vents à la bouée Mont-Louis pour les années 2008-2009. Données fournies par Pierre Larouche de Pêche et Océans Canada

La deuxième étude de cas se situe près du village inuit de Quaqaq au Nunavik. Un ensemble de 17 images RADARSAT-2 double polarisation (HH HV), étaient disponibles en mode Fin (8 m de résolution, 50 km X 50 km) et Wide (25 m de résolution, 250 km X 250 km) dans des conditions exemptes de glaces ou partiellement englacées. La zone a été choisie pour sa relative simplicité au niveau topographique et surtout pour la disponibilité de sorties d'un modèle atmosphérique à aire limitée (GEM-LAM) à résolution spatiale de 0.025° X 0.025°, qui servira de validation au vent mesuré par RSO. Le vent dans cette région est majoritairement un vent terrestre provenant du sud-est (Figure 1.19). Toutefois, sur les images radar, le vent provient

majoritairement du nord-ouest ou du détroit d'Hudson, témoignant d'un effet de saisonnalité ou temporel (heures d'acquisitions fixes) de l'acquisition. Le potentiel éolien à 10m au mât de Quaqtq est plutôt médiocre.

a)



b)

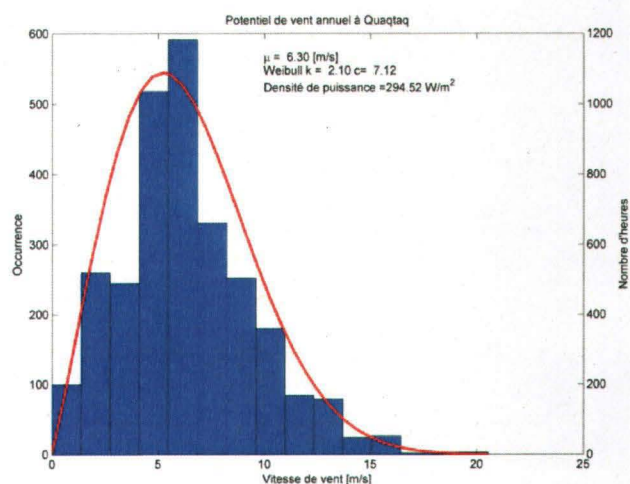


Figure 1.19 a) Rose des vents et b) distribution fréquentielle des vents au mât météo de Quaqtq

### 1.3.2 Traitement des images

Pour débiter, les images ont été ouvertes dans le logiciel PCI Geomatica™ qui, à l'aide de l'équation radar et des paramètres d'étalonnage convertit la brillance radar en coefficient de rétrodiffusion  $\sigma^0$  exprimé en puissance. Par la suite, une correction géométrique à l'aide du modèle de Toutin leur a été appliquée et leur résolution spatiale a été dégradée à 50 m. Le reste des traitements ont été effectués à l'aide du logiciel Matlab™.

Pour la direction du vent, la méthode des gradients locaux (section 2.8.4) a été appliquée, à une sous-fenêtre de 3.2 km pour les images du golfe St-Laurent (article 1) et de 4.8 km pour les images de la région de Quaqtq (article 2), en partant de l'image à 50 m qui a été filtrée au préalable. Le masque marin est produit par la même occasion et appliqué à l'ensemble de l'image. Pour masquer la portion terrestre, le World Vector Shoreline <http://shoreline.noaa.gov/data/datasheets/wvs.htm> a été utilisé. L'ambiguïté de 180° des gradients locaux a été levée, soit à l'aide de l'ombre radar ou à l'aide d'une information météo externe.

Pour la méthode semi-automatique d'estimation de la direction du vent, les vecteurs biaisés ont été éliminés manuellement. Pour la version automatique, traitée dans le deuxième article, une analyse de voisinage a été effectuée. En premier lieu, le gradient ayant l'écart type le plus petit entre les cartes à 100 m, 200 m, 400 m a été choisi. Ensuite, les gradients ayant plus de 30° de différence avec la médiane du voisinage ont été éliminés.

Pour calculer la vitesse des vents, la résolution de l'image a été réduite à 400 m, en moyennant par bloc, pour débiter. Ensuite, la rétrodiffusion a été convertie d'unités linéaires à dB. Plusieurs informations ont été extraites du *product.xml*, qui contient l'ensemble des métadonnées du satellite. La carte d'angles d'incidence du satellite est produite. Puis l'information nécessaire pour calculer la trajectoire du satellite est extraite de l'*orbit state vector*. Cette information est nécessaire pour calculer l'angle azimutal, soit la direction du vent relativement à l'antenne radar. L'angle azimutal est par la suite interpolé sur la tuile radar à 400m à l'aide d'un *spline* bi-cubique, développé pour les données géographiques de nature éparse (Sandwell, 1987). Par la suite, l'inversion du modèle CMOD (équation 3) est effectuée, par itération sur la vitesse de vent. Pour la polarisation HH, le rapport de polarisation est ajouté à l'intérieur du processus itératif.

### **1.3.3 Approche de traitement automatique :**

Les étapes de traitement des images sont séparées en trois blocs : A) les gradients locaux, B) l'approche hybride et C) le calcul de la vitesse de vent. L'organigramme ci-dessous détaille la méthode de traitement automatique (Figure 1.20).

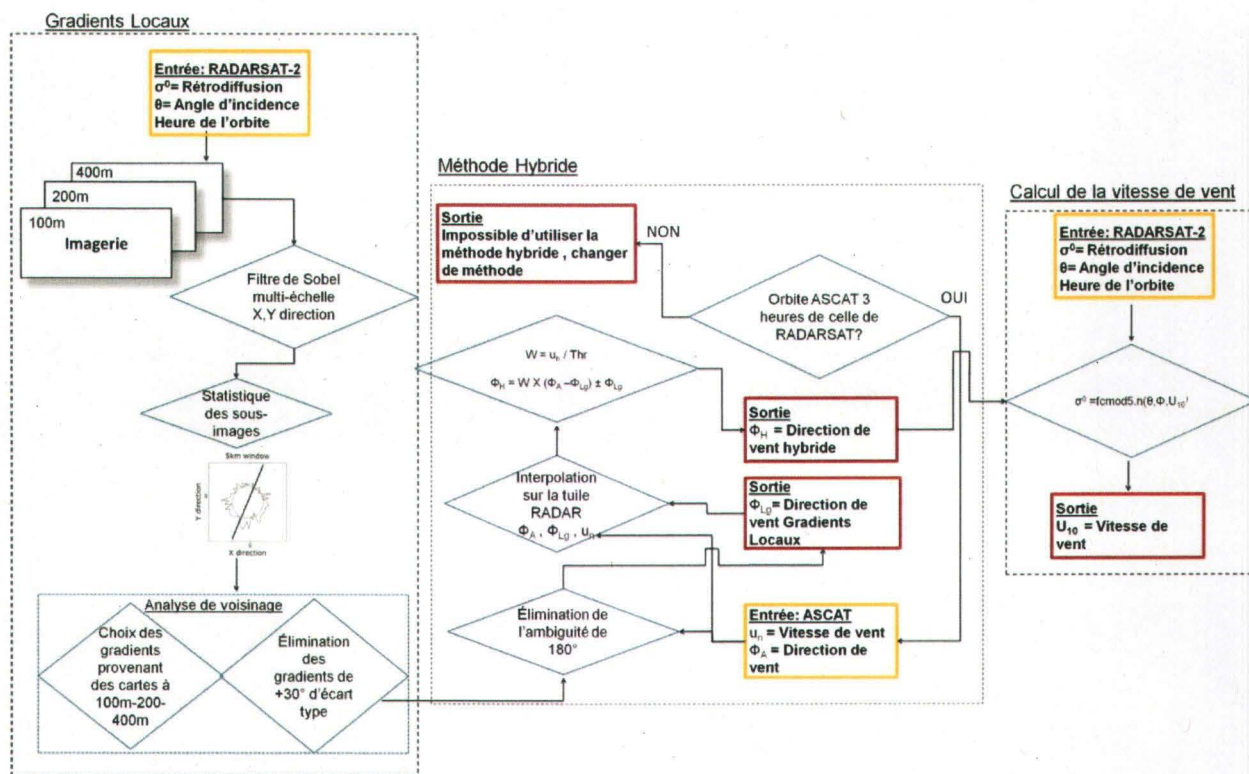


Figure 1.20 Organigramme détaillant le fonctionnement de l'approche de traitement automatique : A) les gradients locaux, B) l'approche hybride et C) le calcul de la vitesse de vent.

L'approche hybride (B) a été proposée, pour éliminer le besoin de relever l'ambiguïté de 180° manuellement ainsi que les vecteurs biaisés. Elle utilise l'information du diffusiomètre ASCAT, pour lisser et relever l'ambiguïté de 180° des gradients locaux, ce qui automatise tout le processus de traitement des images RSO. Elle vise également à réduire la variabilité de l'approche des gradients locaux (A), spécialement à faible vitesse de vent. L'analyse de voisinage, ajoutée à la méthode des gradients locaux visait également à réduire de la variabilité, mais n'était pas suffisante, à elle seule. Avec cette méthode hybride, la vitesse et la direction ASCAT sont interpolées sur la tuile RSO. Ensuite, une fonction mathématique très simple a été développée, pour donner davantage de poids aux gradients locaux ou à ASCAT, en fonction de la vitesse du vent. Cette méthode permet de pouvoir travailler avec les gradients locaux en tout temps, de limiter le gaspillage d'image, car il est impossible d'extraire une direction viable à basse vitesse de vent avec les gradients locaux et ces images doivent être éliminées. De cette façon, il est possible de pouvoir représenter les phénomènes à échelles plus fines, ce qui s'avère nécessaire lorsque des images RSO sont utilisées. Cette approche de traitement automatique est testée et discutée dans le deuxième article.

## 1.4 RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

### 1.4.1 Vitesse de vent en co-polarisation

L'analyse des images RADARSAT-2 dans le Saint-Laurent au voisinage de la bouée Mont-Louis a démontré qu'avec les nouveaux rapports de polarisations, la vitesse de vent est désormais aussi précise en HH qu'en VV et ce, même si un modèle (CMOD) en polarisation VV est utilisé. La portion non-polarisée est désormais beaucoup mieux intégrée dans les rapports de polarisation et la vitesse du vent semble être l'élément qui explique le mieux la fraction du signal non polarisée. Cet élément fait en sorte que le rapport de polarisation de Hwang *et al.* (2010) semble donner les meilleurs résultats. Il existe certainement une anisotropie azimutale entre le signal en VV et en HH, puisque les résultats de Hwang sont très similaires avec son rapport de polarisation et celui de Mouche (RMSE 1.624 m/s vs 1.668 m/s). Toutefois, l'étude de Hwang *et al.* (2010) a utilisé une direction constante sur l'ensemble de l'image, issue de bouée, lui permettant d'avoir une direction pratiquement non biaisée à l'emplacement de la bouée, contrairement à notre étude où la méthode des gradients locaux a été employée. Ces résultats sont présentés dans le premier article : *Wind Speed Estimation Using Polarimetric RADARSAT-2 Images : Finding the Best Polarization and Polarization Ratio, IEEE, JSTARS (2011)*.

Dans le cas de notre étude, les erreurs de directions inhérentes à la méthode des gradients locaux, ont probablement fait en sorte que le rapport de Mouche (équation 6) n'a pas contribué à améliorer le comportement du rapport de polarisation. De plus, les deux rapports de polarisation ont été fusionnés ensemble en remplaçant le terme  $C_0$  de l'équation 6 par le rapport de Hwang (équation 10). Ce rapport a moins performé, car les différents coefficients qui calent les deux modèles doivent probablement être recalculés pour prendre en compte leur interdépendance. Finalement, le rapport de Vachon a assez bien performé, mieux que l'approximation de Kirchoff. En général cette dernière, était celle qui fonctionnait le mieux avec les données RADARSAT-1 (Choisnard, 2004), mais l'angle d'incidence ne semble pas être le seul facteur explicatif du rapport de polarisation.

À notre connaissance, le GMF CMOD5.n (équation 3) a été utilisé sur des images RSO pour la première fois. Notre étude est présentée dans le second article intitulé: *Utilization of RADARSAT-2 for Marine Wind Estimation in the Arctic*. La figure 3.7 montre que ce modèle

améliore l'estimation de la vitesse des vents dans presque tous les cas, alors que l'erreur de chaque image avec le modèle GEM-LAM est la majorité du temps inférieure. Le modèle a été utilisé dans des conditions Arctique où les conditions estivales peuvent produire une atmosphère stable, alors que ce modèle assume des conditions atmosphériques légèrement instables. Plusieurs images ont été acquises durant la période estivale et ne semblent pas avoir d'erreur supplémentaire. De plus, le modèle semble corriger une partie de l'erreur associée à la direction des vents, ce qui est très intéressant des images RSO sont utilisées. Cet élément est corroboré en observant que le RMSE est diminué, que le biais soit positif (gradients locaux) ou négatif (GEM-LAM).

Une étude de la vitesse du vent a été effectuée à 2.5 Km près des côtes de Quaqtaq. La haute résolution du modèle GEM-LAM donne une bonne opportunité pour analyser l'interface terre-mer. Cette zone est d'importance cruciale, pour les applications éoliennes côtières et Offshore, et est assez difficile à modéliser. Les résultats confirment que les estimations de vents en milieu côtier qui proviennent du large sont très précises par RSO et que leur précision est similaire à celle pour l'ensemble de l'image, en comparaison avec GEM-LAM. Toutefois, la mesure des vents de terre montrent un important biais (1.57 m/s). Le phénomène de déferlement des vagues est accentué à *fetch* court, alors que les vagues brisent plus facilement et fréquemment. Ce phénomène n'est pas pris en compte dans aucun modèle. Comme la contribution du signal non-polarisé liée au déferlement des vagues est assez importante en polarisation HH, la polarisation VV est plus appropriée pour travailler près des côtes. De plus, les modèles CMOD ont été calés par des diffusiomètres en haute mer, pour des mers pleinement développées et des atmosphères près de la neutralité.

#### **1.4.2 Vitesse en polarisation croisée**

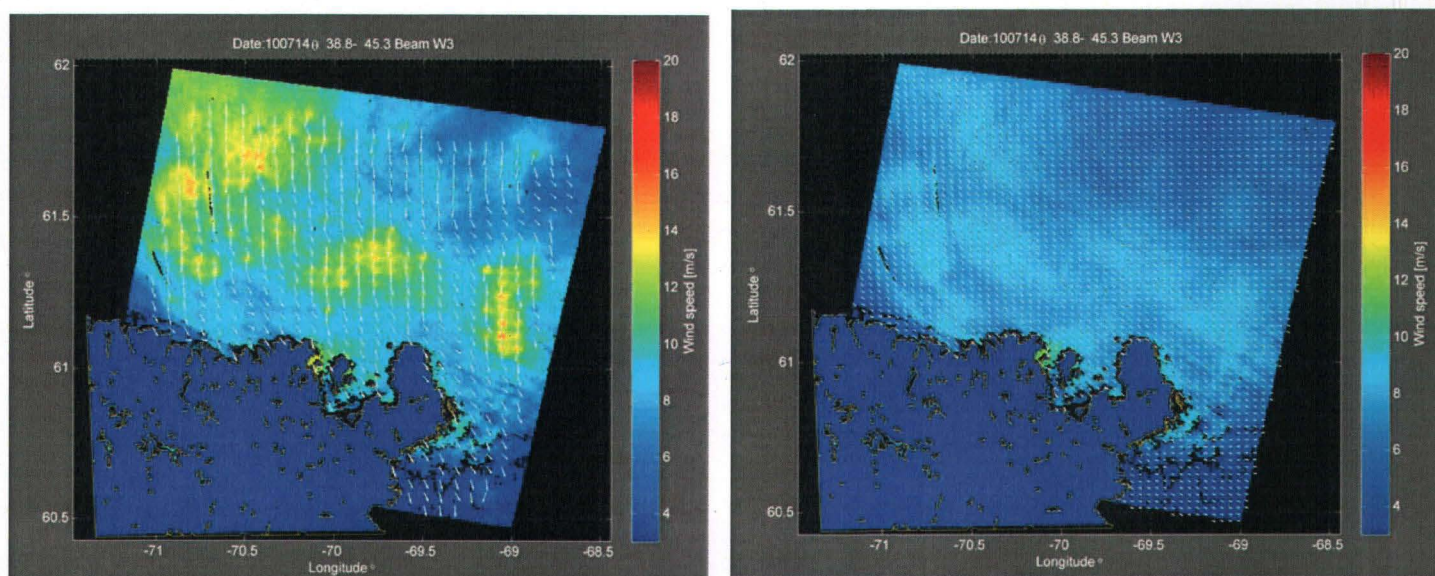
Comme discuté dans le premier article (Bergeron *et al.*, 2011), estimer la vitesse de vent en polarisation croisée est beaucoup plus simple qu'avec les modèles CMOD. Les résultats sont cohérents au dessus de 5 m/s avec la bouée Mont-Louis. Le modèle de Hwang donne des résultats légèrement supérieurs que celui de Vachon. Toutefois, il n'a pas été possible d'estimer la vitesse du vent sous les 5 m/s avec aucun des deux modèles et ce, même en soustrayant la valeur du bruit (-36 dB), comme il a été souligné par Hwang *et al.* (2010). Comme exprimé précédemment, le niveau de bruit est en phase seulement aux basses vitesses de vent, lorsque le signal et le niveau de bruit sont assez proches et s'est à ce moment qu'il est possible de le

soustraire du signal total. Un échantillon d'images plus grand aurait été nécessaire pour mieux étudier le comportement du niveau de bruit. Les images ne contenaient pas de vitesse supérieure à 12 m/s, ne permettant pas d'observer le comportement du signal à forte vitesse, ainsi que la transition cubique du modèle de Hwang à plus forte vitesse. Pour l'ensemble des images RADARSAT-2 acquises dans la région de Quaqtac (article 2) le niveau de bruit des modes Fin et Large (images acquises en double polarisation) était beaucoup trop élevé (-23dB, -27 dB), pour permettre de travailler avec la polarisation croisée.

### **1.4.3 Direction de vent**

La méthode des gradients locaux a donné des résultats satisfaisants en configuration semi-automatique. Toutefois, l'utilisateur qui élimine les gradients à la main, peut induire un biais et modifier les résultats à sa guise. De plus, certaines applications nécessitent un traitement en temps réel, comme en météo et en surveillance maritime. Pour ce faire, une méthode automatique a été développée. Elle peut être utilisée, en ayant seulement l'information des mâts situés à proximité au préalable, pour éliminer l'ambiguïté de 180°. Il est possible également d'utiliser la méthode hybride présentée à la section 3.3 (article 2). Par contre, la variabilité des gradients locaux en configuration automatique avec le modèle GEM-LAM est très élevée comparativement à la direction issue d'un modèle (figure 1.21). L'erreur sur la direction entre les gradients locaux et GEM-LAM est de 44°. Toutefois, l'erreur sur la vitesse est à peu près la même que la direction soit prise de GEM-LAM ou des gradients locaux, mais le biais est complètement différent (voir figure 3.7 de l'article 2). Ce résultat signifie que le type d'erreur est complètement différent d'une méthode à une autre. La figure 3.8 de l'article 2 illustre la sensibilité du modèle CMOD5 à la direction à forts vents. Une différence de quelques degrés a produit une différence sur la vitesse de vent de 10 m/s par endroits, entre la vitesse de vent calculée avec les gradients locaux et avec GEM-LAM. Cet élément est expliqué par le fait que le profil sinusoïdal de la rétrodiffusion radar avec l'angle azimutal (figure 1.5), a une amplitude croissante avec la vitesse du vent. Cela fait en sorte que les erreurs de direction des vents ont davantage d'impacts à fort vents. D'autre part, il a été démontré qu'utiliser des modèles météorologiques en entrée de direction de vent peut fausser les résultats dû au décalage temporel, aux erreurs de phase du modèle et aux situations de très forte instabilité atmosphérique.

La méthode hybride, pour sa part donne des résultats de vitesse similaires aux deux approches précédentes, mais avec une direction de vent beaucoup plus près du NWP (RMSE 26°). Toutefois, la méthode hybride n'a pu être utilisée que dans 9 des 17 images RADARSAT-2 acquises dans le détroit d'Hudson. En effet, le diffusiomètre ASCAT est beaucoup moins approprié que QuikSCAT par exemple, pour être utilisé comme information de direction de vent d'images RSO. Un trou de 700 km entre les deux fauchées de 550 km chacune, fait en sorte qu'il est difficile de capturer des mesures co-localisées et ce, même en étendant le rayon à 10 km des bordures de l'image RSO.



**Figure 1.21** Variabilité induite dans la vitesse du vent par la méthode des gradients locaux (carte à gauche) en comparaison avec la direction issue du modèle GEM-LAM (carte à droite). L'écart type dans la direction de vent gradients locaux est de 45°, tandis qu'elle est de 12° pour GEM-LAM.



## 1.5 CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

En premier lieu, l'objectif 1 qui consistait à utiliser le plein potentiel des nouvelles options de polarisations de RADARSAT-2 a été atteint. Il est possible d'utiliser les quatre polarisations de RADARSAT-2 pour estimer la vitesse des vents. Il est certain que la recherche avec la polarisation croisée est encore à un stade très préliminaire, mais des percées très intéressantes ont été réalisées. Il a été démontré récemment que la direction des vents peut être négligée pour estimer la vitesse du vent et que le signal en polarisation croisée ne saturait pas à forts vents, permettant de mesurer la vitesse des ouragans (Hwang *et al.*, 2010, Vachon *et al.*, 2011). Dans le cas des données RSO près de la bouée Mont-Louis, l'échantillon était assez restreint (contrainte de 10 images du programme SOAR initial de l'Agence spatiale canadienne), ce qui ne permettait pas de mesurer tous les paramètres et toutes les gammes de vitesses de vent. Mais le potentiel de la polarisation croisée a été démontré, faisant de celle-ci une alternative intéressante pour le futur. Cette étude fera l'objet d'une publication dans IEEE JSTARS d'ici la fin de l'année 2011 (article 1, accepté).

Le second objectif du présent travail visait à utiliser un algorithme d'extraction de la direction des vents à partir de patrons présents sur l'image radar a été également atteint. L'algorithme des gradients locaux a été utilisé en configuration automatique et semi-automatique. Même si la variabilité était assez grande en configuration automatique en comparaison avec un modèle météo, une partie de cette variabilité semble être associée à un phénomène physique cohérent. Il a été démontré aussi que le diffusiomètre ASCAT n'est pas nécessairement un bon remplacement à QuikSCAT, comme source de direction de vent en entrée de modèles pour calculer la vitesse des vents à l'aide d'images RSO et cela à cause de la configuration de ces faisceaux.

Finalement, le troisième objectif, soit automatiser la procédure et déterminer les sources d'erreurs de vitesse et de direction de vent, a été atteint. La méthode hybride a servi lors d'une tentative d'automatisation qui a fonctionné sur un nombre limité d'images. Les sources d'erreurs associées à la direction du vent ont été quantifiées, en comparant les sorties de vitesses par RSO avec les NWP, en utilisant les gradients locaux et le NWP comme sources de directions de vent. Les basses vitesses causent les erreurs dans la méthode des gradients locaux, tandis que les instabilités (rouleaux atmosphériques), le décalage temporel, les erreurs de phase etc., causent des erreurs de direction avec le modèle NWP. De plus, une autre partie de l'erreur est

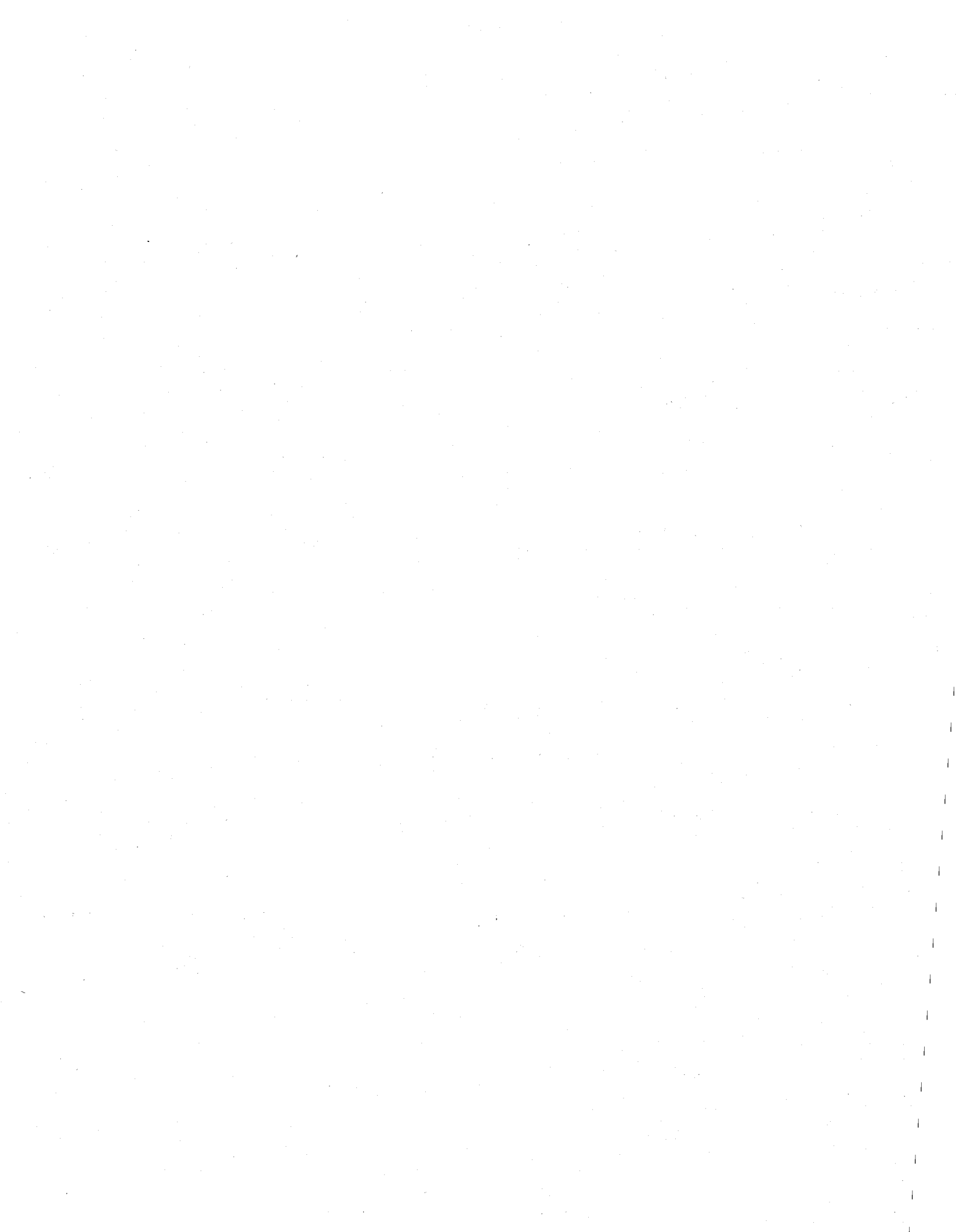
associée aux biais typiques des modèles (0.5 m/s pour CMOD5) et à l'état de l'atmosphère (vent équivalents neutres vs vents à 10 m). Le modèle CMOD5 est également très sensible aux erreurs de directions de vent spécialement à forte vitesse. En dernier lieu, une erreur majeure (biais de 1.57 m/s) en milieu côtier a été déterminée pour les vents en provenance du milieu terrestre, à l'intérieur d'une distance de 2.5 km des côtes.

En guise de recommandation pour une future étude, il est certain qu'un échantillon d'images RADARSAT-2 plus important pour les deux sites appuierait les conclusions de notre étude. Grâce à l'addition d'une nouvelle station de réception installée dans la région de l'Atlantique depuis le lancement de RADARSAT-2 et l'augmentation de la demande de données RSO près des côtes par les utilisateurs gouvernementaux (Environnement Canada, Défense Canada), il existe dorénavant d'importantes bases de données RSO accessibles aux canadiens: archives du Centre Canadien de Télédétection NEODF, le programme SOIN de l'armée dans les Maritimes qui s'intéresse à la détection de fronts thermiques, le programme ISTOP de détection des nappes d'huiles du centre des glaces d'Environnement Canada et bien évidemment le *SAR National Wind Project* d'Environnement Canada dont les cartes de vent sont disponibles aux usagers qualifiés en faisant la demande ([www.cwinds.ca](http://www.cwinds.ca)). Le *SAR Wind Project* est opérationnel depuis 2009. Cet accroissement de donnée va favoriser une plus grande utilisation de ces données et des climatologies régionales vont pouvoir être réalisées avec un nombre suffisant d'images RSO.

Concernant, la polarisation croisée, le mode ScanSAR *Narrow* de RADARSAT-2 semble être l'alternative la plus intéressante pour la cartographie éolienne à grande échelle, dû à son niveau de bruit assez bas (-30 dB) et sa large fauchée (~350 km). Les modèles de régression multiple (HH+HV) (VV+VH) récemment développés par Environnement Canada, permettent de compenser le faible rapport de signal sur bruit de la polarisation croisée en Dual Pol à faible vitesse de vent (Komarov *et al.*, 2010). Le mode *alternate* polarisation d'ENVISAT ASAR (HH HV) (VV VH) est également une alternative intéressante, puisque certains des modes ont un niveau de bruit très bas (-35 dB) et une fauchée de 100 Km. Le faible coût des images et la facilité avec laquelle il est possible de les acquérir, en fait une option très intéressante pour l'industrie éolienne.

Pour ce qui est de la vitesse en copolarisation (HH ou VV), il y a toujours un intérêt à développer cette filière, qui a fait ses preuves jusqu'à maintenant dans une multitude de situations. L'étude a démontré qu'utiliser le GMF CMOD5.n pour les vents équivalents neutres

accroissait la précision sur la vitesse de manière non négligeable. Ensuite, le rapport de polarisation de Hwang est celui qui a décrit le mieux jusqu'à maintenant le comportement du rapport de polarisation. Une méthode hybride pourrait être développée, combinant les NWP et la méthode des gradients locaux, pour profiter des avantages des deux méthodes et ne plus avoir de limites associées aux diffusiomètres. Il est conseillé également d'utiliser le masque de Koch (2004), en travaillant en zone côtière et d'éliminer les zones où la bathymétrie est inférieure à 10m et être prudent sur la précision des vents de terre. Il faut également être prudent en terrain complexe où plusieurs phénomènes tels des fronts atmosphériques, des sillages derrière les obstacles, et des écoulements canalisés provenant de vallées peuvent se superposer et causer des patrons très complexes à analyser sur une image radar. Cet élément est d'autant plus vrai avec la copolarisation.



## **CHAPITRE 2**

### **ARTICLE 1**



## AVANT PROPOS

L'article a été accepté pour publication dans IEEE Journal of Selected Topics in Earth Observation and Remote Sensing et est publié dans le volume 4 no 4 en décembre 2011. Cette revue est une des trois revues de IEEE Geosciences and Remote Sensing Society.

Thomas Bergeron :

- Définition du sujet et des objectifs
- Programmation et traitement des images
- Analyse des données et interprétation des résultats
- Écriture et révision de l'article

Monique Bernier :

- Transfert des connaissances sur la technologie RSO, aide à la définition du sujet et des objectifs, des choix méthodologiques et de l'analyse des résultats.
- Révision de l'article

Karem Chokmani

- Aide à l'analyse des résultats
- Révision de l'article

Audrey-Lessard Fontaine

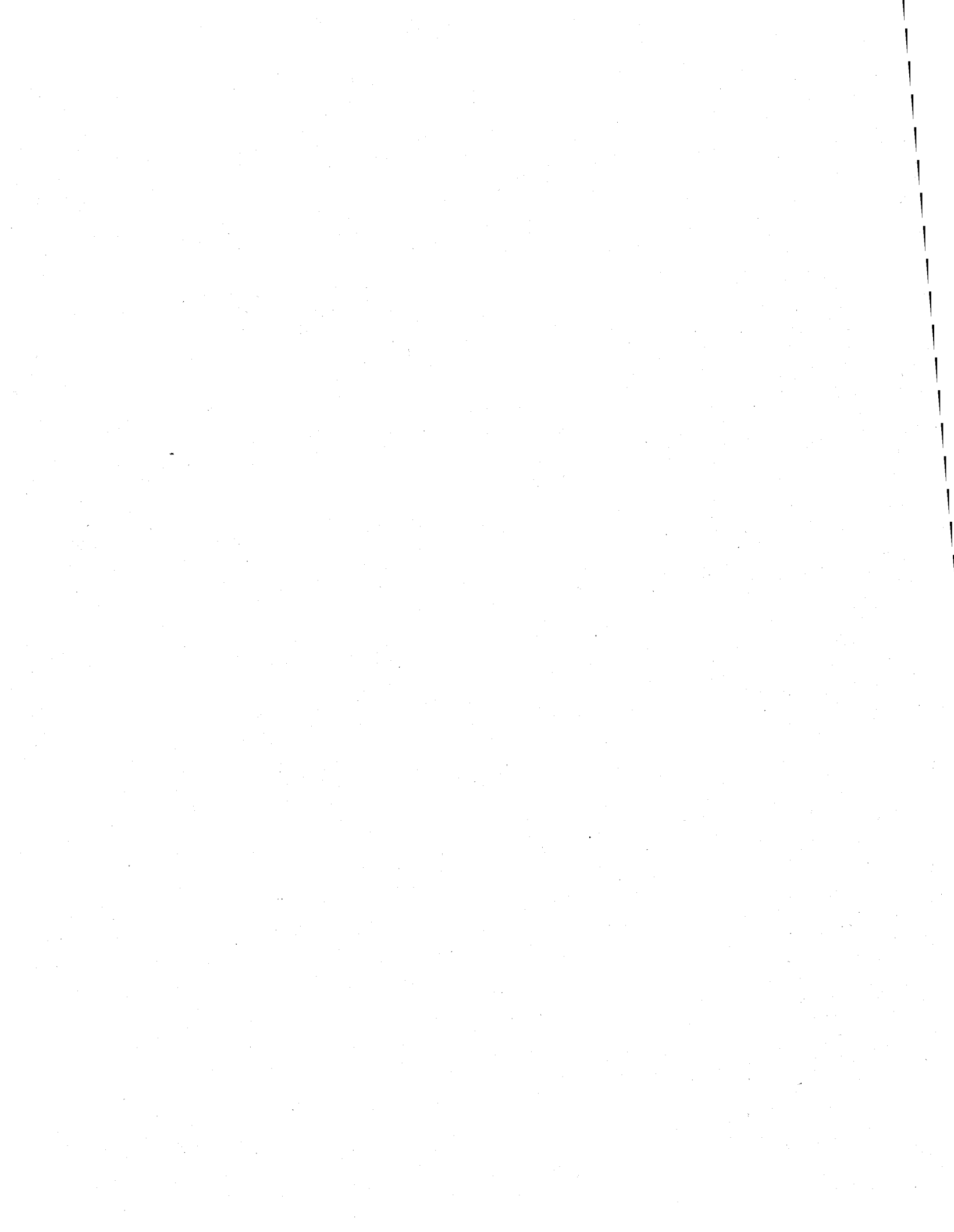
- Aide à la programmation

Gaëtan Lafrance

- Aide à la définition du sujet et des objectifs et de l'interprétation des résultats
- Révision de l'article

Philippe Beaucage

- Aide à l'interprétation des résultats
- Révision de l'article





## RÉSUMÉ

Comme le nombre de diffusiomètres diminuent, d'autres capteurs spatiaux sont appelés à prendre la relève pour la cartographie globale des vents. L'un de ces capteurs, le radar à synthèse ouverture (RSO), est appelé à jouer un rôle majeur. Le RSO est l'unique capteur radar qui peut fournir des mesures de vents à la surface de l'eau en dessous d'un (1) kilomètre et offrir des possibilités de cartographie près des côtes. Cet aspect unique est vital pour estimer le potentiel éolien en mer. Comme source importante d'énergie renouvelable, les parcs d'éoliennes en mer ont une croissance rapide. Par ailleurs, des études récentes ont démontré que la rétrodiffusion radar en polarisation croisée ne saturait pas à forts vents et procure un excellent supplément aux diffusiomètres pour estimer les vents de tempêtes. Le phénomène de saturation du signal radar en co-polarisation a jusqu'à présent rendu difficile la mesure de vent au dessus de 20 m/s et davantage pour les faibles angles d'incidence. Le but de cet article est de démontrer le potentiel du mode polarimétrique de RADARSAT-2 pour la cartographie des vents. RADARSAT-2 est le premier satellite en bande C totalement polarimétrique (HH VV HV VH). Des images en mode standard Quad Pol ont été acquises dans le Golfe du St-Laurent et comparées aux données de la bouée Mont-Louis et du diffusiomètre QuikSCAT. La vitesse des vents en co-polarisation a été calculée à l'aide du modèle CMOD5. Plusieurs rapports de polarisation ont été testés, afin de savoir lequel est le plus approprié avec la polarisation HH de RADARSAT-2. Pour la polarisation croisée, deux modèles ont été comparés. La polarisation croisée donne de bons résultats au dessus de 5 m/s. En général, il est possible de retracer la vitesse des vents par RSO, à une résolution de 400 m.

**Mots clé :** Polarimétrie, vitesse du vent, RSO, polarisation croisée, gradients locaux, RADARSAT-2, rapport de polarisation



## ABSTRACT

As the number of operational wind scatterometers is getting smaller, other sources of spaceborne sensors are now included in global wind mapping. One of the prominent sensors is the Synthetic Aperture Radar (SAR). Besides serving as a generic scatterometer, SAR systems are the only type of radar systems that can provide sub-km resolution sea surface wind data and offers near shore mapping capability. This unique feature is important for assessing the offshore wind resources. As an important source of renewable energy, offshore wind farms are growing rapidly. Furthermore, recent research shows that the cross-polarization radar backscatter does not seem to saturate in high winds, and provides an excellent supplement for scatterometer wind sensing in storm conditions. The saturation issues of co-polarization radar returns have so far made it difficult to resolve wind speeds beyond roughly 20 m/s, or even less for lower incidence angles. The scope of this paper is to show the potential of RADARSAT-2's polarimetric modes of for wind speed retrieval. RADARSAT-2 is the first operational fully polarimetric (HH VV HV VH) C-band satellite. Standard Quad-pol images have been collected in the St. Lawrence Gulf and compared against the Mont-Louis buoy and QuikSCAT scatterometer data. Co-polarization wind speeds were computed with CMOD5 algorithms. A few polarization ratios were tested to determine the most suitable one for RADARSAT-2's HH polarization mode. For Cross-polarization, two different models were compared. Cross-polarization gives excellent results when wind exceeds 5 m/s. In general, SAR wind retrieval is suitable for resolution of 400 m.

**Keywords:** Polarimetry, Wind Speed, SAR, Cross-polarization, local gradients, Radarsat-2, polarization ratio



## **2. WIND SPEED ESTIMATION USING POLARIMETRIC RADARSAT-2 IMAGES: FINDING THE BEST POLARIZATION AND POLARIZATION RATIO**

Thomas Bergeron\*, Monique Bernier, Karem Chokmani, Audrey-Lessard Fontaine

Institut national de la recherche Scientifique-Centre Eau Terre et Environnement, Université du Québec, 490 rue de la Couronne, Québec, Canada, G1K 9A9

Gaëtan Lafrance

Institut national de la recherche Scientifique, Centre Énergie Matériaux et Télécommunications, Université du Québec, 1650 boulevard Lionel-Boutet, Varennes, Canada, J3X 1S2

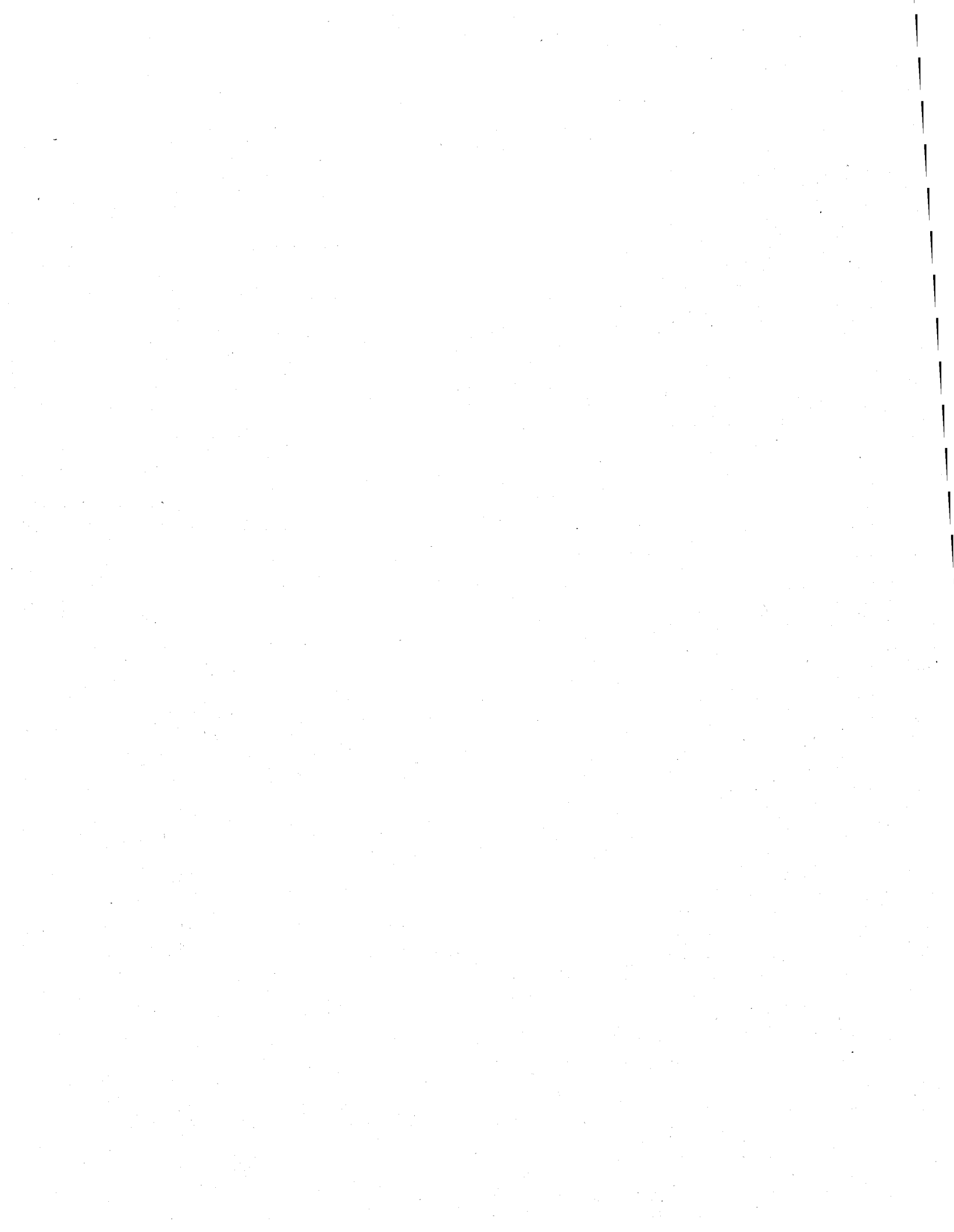
Philippe Beaucage

AWS True Power, Wind Energy, Albany, New York, USA, 12207

Corresponding author

Phone: 418-925-9720

Email: [Thomas.bergeron@oricom.ca](mailto:Thomas.bergeron@oricom.ca)



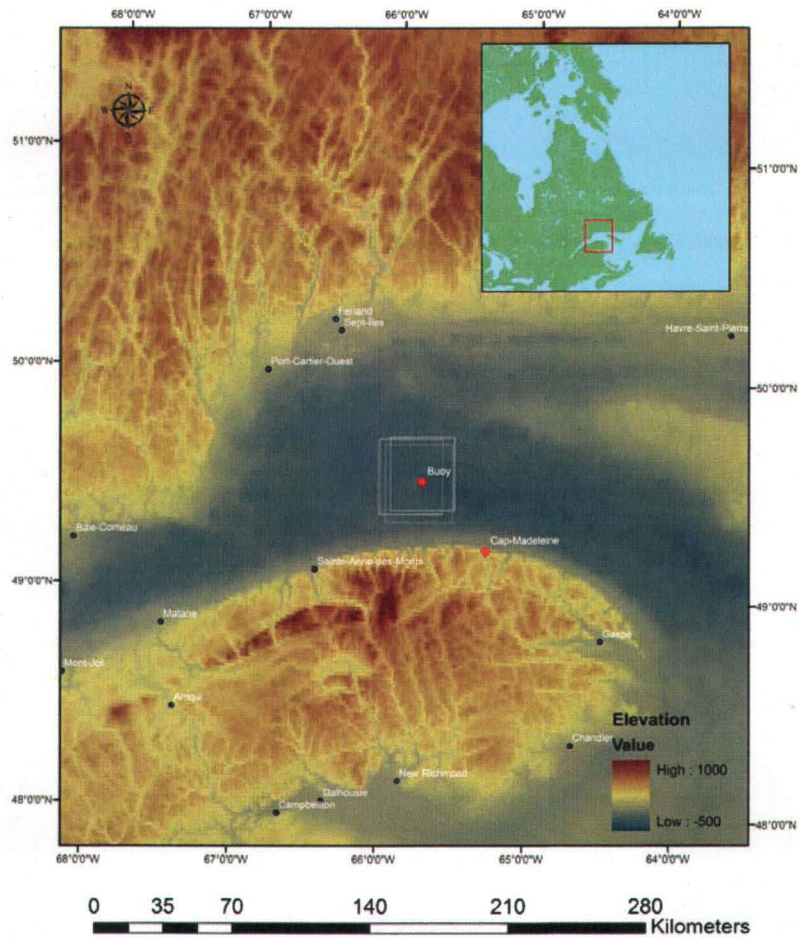
## 2.1 INTRODUCTION

Wind speed estimation over the oceans has several applications ranging from target detection, oil spill monitoring and assessing the offshore wind resource. In the latter case, offshore wind farms are growing at a fast rate, especially in Europe, where a growth from 1.8 % of offshore wind power to 20% in 2020 is expected (Breton *et al.*, 2009). Projects in the United States and Canada are currently in the planning phase. A large amount of data will be necessary to assess the wind resources for these future wind farms. Offshore buoys and meteorological masts are both scarce and expensive, precipitating the need for continuous ancillary data. Wind data can be obtained from satellite observations using scatterometer, altimeter, Synthetic Aperture Radar (SAR), and passive microwave radiometer or modeled using Numerical Weather Prediction (NWP) models.

NWP models have become a standard approach for wind resource assessment and forecasting as they are fairly inexpensive, provide short- and medium-term forecasts, and their development is supported by national meteorological centers (Beaucage *et al.*, 2008). Nevertheless, SAR has an important advantage of mapping relatively large areas with a high resolution (~400m) as well as capturing complex phenomena like coastal barrier jets, mountain and island wakes, and other turbulent features. SAR can be used to validate NWP models, especially in areas where offshore measurements are scarce (Beaucage *et al.*, 2007, Furevik *et al.*, 2002). These satellite data can also be assimilated into the NWP models. Given a sufficient number of images, the SAR approach has the potential to accurately assess offshore wind resources. A case study has shown promising results when SAR data are combined with a long-term reference dataset such as scatterometer observations (Beaucage *et al.*, 2007, Ben Ticha, 2007, Lessard-Fontaine, 2010)

The scope of this paper is to show the potential of the polarimetric modes of Radarsat-2 for wind speed retrievals. Radarsat-2 is the first operational, fully polarimetric (HH VV HV VH) C-band satellite. Many studies have shown the benefits of C-band SAR data for wind assessment using the ERS-1 and 2 (VV), Envisat (HH, VV), and Radarsat-1 (HH) satellites (Christiansen *et al.*, 2006, Hasager *et al.*, 2005, Hasager *et al.*, 2008). Benefits of using Radarsat-2 to assess marine winds include better positioning (+60 m), very low noise floor (between -36 and -38 dB for Quad polarization), and solid state recorders instead of analogical recorders for Radarsat-1. Each polarization available on Radarsat-2 is used to derive the wind speeds from the SAR

images. Thus far, few studies have highlighted the benefits of cross-polarization for marine wind resource assessment (Hwang *et al.*, 2010, Vachon *et al.*, 2011). A few polarization ratios exist for C-band HH. However, prior to this study, the most appropriate polarization ratio for RADARSAT-2 had not been determined.



**Figure 2.1** The Gaspé peninsula and the St-Lawrence river. Localisation of the 9 images, the Mont-Louis buoy and met mast used for validation. As seen on the images the swaths are very narrow (25 Km)



## 2.2 METHODOLOGY

### 2.2.1 SAR Images dataset

The study area lies within the St-Lawrence River near the Gaspé Peninsula (Quebec, Canada). Nine Standard full polarimetric or Quad pol (HH, VV, VH, HV) SAR images have been acquired with a swath of 25 km wide, between July and December 2008 (Table 2.1). The area coverage of the quad-pol SAR images is not optimal for wind assessment purposes, but this image mode was identified as the most suitable for this study (Figure 2.1). For each image, the SAR-derived wind speeds have been computed in all four polarizations (HH, VV, VH, HV) and then compared with the wind speed measurements from the Mont-Louis buoy of the Canadian Department of Fisheries and Oceans (49.55°N, 65.75°W). Buoy winds were extrapolated to 10m assuming a neutral atmospheric wind profile. For the three images taken in November and December of 2008, the buoy was removed from the sea, thus the nearest met mast from Environment Canada at Cap-Madeleine, which was 27 km away from the SAR image center (49.25°N, 65.32°W), was used instead for the comparison. The SAR-derived wind speeds were also validated against the QuikSCAT scatterometer data, which have an RMSE accuracy of 2 m/s and 20° for wind direction (JPL, 2001). Numerous studies have proven that the QuikSCAT data is better than the product specification and can therefore be used for validation (Ebuchi *et al.*, 2002). The time delay between RADARSAT-2 and QuikSCAT is usually around one hour in the region of interest.

**Table 2.1 Image acquisition time, mode and environmental condition.\* Buoy were closed and data were derived from the nearest met mast of Cap-Madeleine. It was impossible to calculate the atmospheric stability for those days**

Date	Time(UTC)	Beams	Wind Speed	Wind Direction	temp°	Atmospheric Stability
2008-08-28	10:38	SQ13	9,8	NE	15,6	Neutral
2008-09-07	22:09	SQ14	2,4	NE	15,6	Unstable
2008-09-21	10:38	SQ13	8,4	SW	8,9	Unstable
2008-10-01	22:09	SQ14	2,9	NE	8,9	Neutral
2008-10-15	10:39	SQ13	11,9	W	7,8	Neutral
2008-10-25	22:09	SQ14	5	E	5,9	Stable
2008-11-11 *	22:09	SQ14	8,33	W	3,3	Nd
2008-11-18 *	22:14	SQ18	4,16	SW	-1,7	Nd
2008-12-05 *	22:14	SQ18	4,72	W	-6,3	Nd

### **2.2.2 Wind direction assessment**

The failure of the QuikSCAT scatterometer in September 2009 modified the plans for the wind direction retrieval techniques. Using QuikSCAT data as direction input in the SAR wind speed algorithms are well documented in the literature and the method has been widely used (Beaucage *et al.*, 2007, Choisnard *et al.*, 2004, Monaldo *et al.*, 2004). On the other hand, the signatures of boundary layer rolls on the SAR image can be used to retrieve the wind direction with a 180° ambiguity. However, it was shown that those features are only present 44% of time, absent in 34% and unsure in 22% over a sample of 1882 SAR images (Levy *et al.*, 1998). Atmospheric rolls are typically generated under unstable atmospheric conditions, which may or may not be quite frequently observed at the site of interest. Wind streaks are more appropriate to retrieve direction and have been observed 87.5% of the time (Koch *et al.*, 2006). Streaks are created while local turbulence aligns surfactant and foam with the local wind direction (Dankert *et al.*, 2003). Spectral analysis, textural or local gradient methods can be used to retrieve the wind direction from those streaks. In the present case, the local gradient method has been implemented following the technique developed by Koch (2004). First, images are smoothed to 100-m, 200-m and 400-m resolution, and then the local gradients are calculated. Features that are not induced by wind such as internal currents, slicks and sea ice are masked. Then, the gradients are weighted based on their coherency within the SAR image and a histogram is generated for sub-images of 3.2 km wide. Wind vectors with the best accuracy are chosen visually among maps computed from 100-m, 200-m and 400-m resolution and the 180° ambiguity is removed using the buoy measurements.

### **2.2.3 Data Quality assessment**

All images have been screened manually. The wind speeds were too low on the 2008-09-07 image to derive the wind directions from the streaks so this image was discarded. In addition, the 2008-12-05 image was contaminated by rain with succession of spots with enhance and lower backscatter. This image was also discarded. One of the QuikSCAT grid point showed a difference of 90° with measurements from the met mast, the point has been removed for further comparison with SAR.

## 2.2.4 Wind speed in Co-polarization

Wind speeds derived from co-polarization bands (HH, VV) have been computed with the CMOD5 Geophysical Model Functions (GMF) (Hersbach *et al.*, 2007).

$$\sigma^0 = f_{CMOD5}(\theta, \varphi, U_{10}) \quad (26)$$

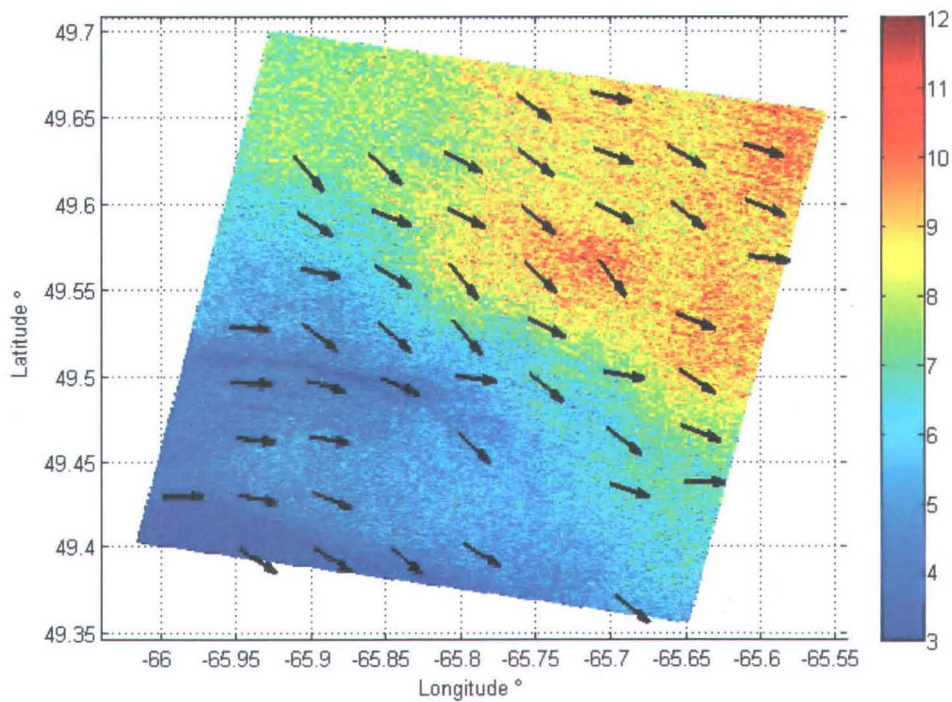


Figure 2.2 Wind map with HH, using Hwang polarization ratio. Directions are from local gradient at 3.2 Km resolution. Notice that missing vectors were found to be incoherent or have been automatically masked

Where  $\sigma^0$  is the normalized radar cross section,  $\theta$  the incidence angle,  $\varphi$  the wind direction relative to the radar view, and  $U_{10}$  the wind speed for 10m equivalent neutral wind. This algorithm was used to derive the wind speed on each 400-m pixel of the SAR images. The CMOD5 function has been developed for high winds, (Horstmann *et al.*, 2005) found a larger bias using CMOD5 compared to CMOD4 using Envisat-ASAR images, while (Signell *et al.*, 2010) found CMOD5 to fit better for RADARSAT-1 ScanSAR images. At the moment, there is no consensus with regards to which GMF fits best. While CMOD algorithms have been developed for ERS (VV mode), measurements have been adjusted for the HH mode with a polarization ratio (PR). The non-Bragg contribution to the total signal, caused mainly by wave breaking, is responsible for the significant deviation between HH and VV. The contribution of the non-Bragg part at intermediate incidence angle ( $40^\circ \leq \theta \leq 60^\circ$ ), is less than 20% in VV mode but can reach 50% in HH (Kudryavtsev *et al.*, 2003). A few polarization ratios were tested, Kirchoff, Hwang, Vachon as well as Mouche merged with the Hwang's approach. Kirchoff polarization ratio can be written this way:

$$PR(\theta) = \frac{(1+2\tan^2\theta)^2}{(1+\alpha\tan^2)^2} \quad (27)$$

Where  $\theta$  is the incidence angle and  $\alpha$  is a constant equal to 1 in the Kirchoff case and 0.6 in the Thompson case. The difference in  $\alpha$  values found in the literature might be due to calibration errors or shifts in incidence angles (Mouche *et al.*, 2005). Vachon's polarization ratio has been empirically fit to RADARSAT-2 data as a function of incidence angle, to obtain the following relationship (Vachon *et al.*, 2011)

$$PR(\theta) = 0.851 \exp(1.381\theta) \quad (28)$$

The physical phenomena of wave breaking, which induced the non-polarized, non Bragg scattering leading to the polarization ratio, increase with wind speed. It is then logical to include wind speed into the model to describe the polarization ratio.

Following this consideration, the Hwang *et al* (2010) Polarization ratio is defined as:

$$PR = A(\theta)U_{10}^{\alpha(\theta)} \quad (29)$$

where  $\theta$  is the incident angle and  $U_{10}$  is the wind speed at 10-m height, while

$A(\theta)$  follows:

$$A(\theta) = 1.56 * 10^{-3}\theta^2 - 3.39 * 10^{-2}\theta + 1.33 \quad (30)$$

and  $\alpha(\theta)$  follows:

$$\alpha(\theta) = -1.15 * 10^{-3}\theta - 7.24 * 10^{-2} \quad (31)$$

Finally, Mouche's Polarization ratio corrects azimuth anisotropy between HH and VV modes. The upwind to downwind difference is significantly larger in HH mode as compared with VV where downwind to cross-wind ratio is larger than HH (Mouche *et al.*, 2005). This is explained by the fact that wave breaking events contribute more strongly in upwind than in downwind directions (Mouche *et al.*, 2006).

$$RP(\theta, \varphi) = C_0(\theta) + C_1(\theta) \cos(\varphi) + C_2(\theta) \cos(2\varphi) \quad (32)$$

where  $\theta$  is the incidence angle and  $\Phi$  the azimuth angle. The dependence on the incidence angle in each azimuthal direction is described as follow:

$$P_\varphi(\theta) = A_\varphi \exp(B_\varphi \theta) + C_\varphi \quad (33)$$

where  $A_\varphi$ ,  $B_\varphi$ ,  $C_\varphi$ , are coefficients calculated in all three directions: Upwind, downwind and crosswind. The difference between the HH and VV polarization in upwind(0), crosswind( $\frac{\pi}{2}$ ) and downwind ( $\pi$ ) directions are:

$$C_0(\theta) = \frac{P(\theta,0)+P(\theta,\pi)+2*P(\theta,\frac{\pi}{2})}{4} \quad (34A)$$

$$C_1(\theta) = \frac{P(\theta,0)+P(\theta,\pi)}{2} \quad (33B)$$

$$C_2(\theta) = \frac{P(\theta,0)+P(\theta,\pi)-2*P(\theta,\frac{\pi}{2})}{4} \quad (33C)$$

The combined Hwang and Mouche polarization ratio is achieved by replacing terms  $C_0$  in equation 31 with equation 28 as proposed by (Hwang *et al.*, 2010). Kirchoff's polarization ratio has also been tested in the present study because it has been the most commonly used with RADARSAT-1 images (Choisnard *et al.*, 2004, Horstmann *et al.*, 2000, Vachon *et al.*, 2000).

As illustrated on Figure 1.7, the polarization ratios of Kirchoff and Vachon show similar behavior and are solely dependent on the incident angle. The difference between the two polarization ratios tends to decrease with an increasing incidence angle. The SAR derived wind speeds are lower at all incidence angles with Vachon than Kirchoff polarization ratio. Hwang's polarization ratio is influenced by both wind speed and incidence angle (Figure 1.8). The ratio decreases with increasing wind speed, but its behavior remains similar at all wind speeds. This combined Mouche and Hwang polarization ratio shows dependency upon wind speed, azimuth angle and incidence angle.

### **2.2.5 Wind speed in Cross polarization**

The first report of a multi-polarization study with the CV-580 SAR neglects the potential of cross-polarization by assuming that most measurements are below the instrument noise floor, for most wind speeds (Vachon *et al.*, 2004). Further investigation using RADARSAT-2 data have shown that the cross-polarization backscattered signal varies linearly with wind speed and is independent of wind direction and incidence angle (Vachon *et al.*, 2011). Investigations of Hwang *et al.* (2010) have shown that the backscattered signal variation in cross-polarization is linear for low to moderate wind speeds and gradually increases to a cubic relationship under high winds (Figure 1.9). The transition seems to be around 13-14 m/s for incidence angle greater than 30°. This phenomenon could be due to wave breaking either by contributions from non-Bragg surface scattering or volume scattering from the foamy layers (Hwang *et al.*, 2010). The cross-polarization signal doesn't suffer from incidence and azimuth angle saturation or dampening in high wind conditions which allows the tracking of polar low and hurricane wind speeds. In co-polarization mode, wind direction is problematic because a wind direction error of 30° can introduce uncertainty up to 40% in wind speed depending on the geometry of view (Horstmann *et al.*, 2000). Both the Vachon and Hwang polarization ratio were tested at 400-m resolution and 1-km resolution to assess the potential improvements with further filtering. In any case, the cross-polarization backscattered signal suffers from a poor signal to noise ratio (SNR)

which can hinder the wind speed retrieval under low wind conditions (Vachon *et al.*, 2011).

Figure 2.3 illustrates all the data processing procedures.

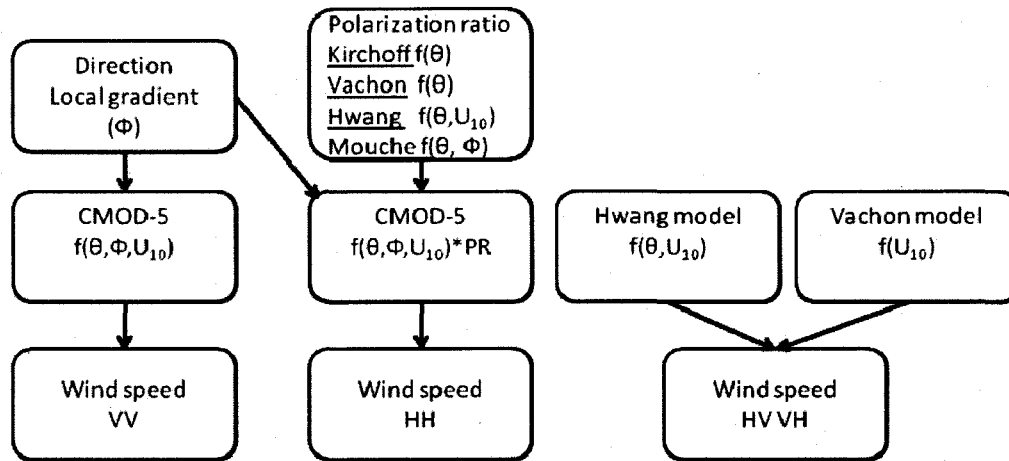


Figure 2.3 Flowchart of data processing  $U_{10}$  is the wind speed  $\Phi$  is the wind direction,  $\theta$  is the incidence angle and PR is a polarization ratio





## 2.3 RESULTS AND DISCUSSION

### 2.3.1 Wind direction

All wind vectors derived from the SAR images were compared against buoy, met mast and QuikSCAT data. In this study, the wind directions were processed from the SAR images itself using the local gradients approach and were quality controlled by removing any incoherent wind vectors manually. The accuracy of the wind directions retrieved from the SAR images are in good agreement with other studies (figure 2.4). For instance, Horstmann *et al* (2005) and Koch (2004) obtained a root mean square error (RMSE) of 18.5° bias of -2.7° and 17.6° and bias of -0.5°, respectively, using a semi-automatic wind direction processing technique, while Christiansen *et al* (2006) obtained a standard deviation (SD) of 21°, bias of 8°. The error on the wind direction retrieval method is higher when used in an unsupervised manner, i.e Danielson *et al* (2008) obtained a RMSE of 35.6° and Christiansen *et al* (2006) a SD of 33°, bias of 4°. Overall, the agreement with the QuikSCAT data is slightly better than with the buoy measurements (figure 2.4). The good agreements of the results can be explained by technical considerations, the dataset is relatively small and RADARSAT-2 data has good radiometric calibration and position accuracy. Other environmental conditions impact the wind direction retrieval method: for instance wind directions within the SAR images did not show any drastic changes due to the barrier jets or Island wakes as opposed to the study of Signell *et al* (2010).

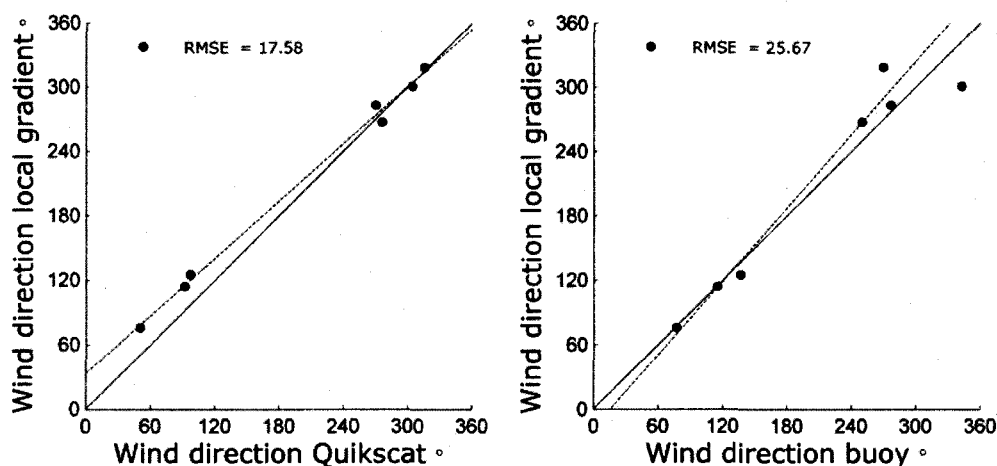


Figure 2.4 Results of the Local Gradients validated with QuikSCAT (left) and buoy and met mast data (right)

### 2.3.2 Wind speed in co-polarization

Table 2.3 shows the wind speed results obtained from the co-polarization RADARSAT-2 measurements. All combinations of polarization ratios have a relatively good agreement with buoy and QuikSCAT wind speed data. The bias is lower with QuikSCAT than with buoy, but the total error is larger with QuikSCAT. The SAR-derived wind speeds are averaged over a 2.5-km radius centered at the buoy location, and a 25-km grid box averaged for the QuikSCAT data. The Kirchoff polarization ratio seems to overestimate the wind speeds as expected (figure 2.5). The SAR-derived wind speed accuracy is very similar using the Hwang and Vachon polarization ratio, but slightly better with Hwang's relationship. The addition of wind speed in the polarization ratio equation seems to improve the estimations (figure 2.5). Curiously, the VV polarization shows larger bias with the buoy measurements than all polarization ratio combinations in HH mode. This seems to be caused by a rain event on the 2008-11-18 and it appears that the VV backscattered signal is more contaminated by rain than the HH mode. The footprint of the rain on the SAR image is a local feature which explains why the image had not been discarded. When removing this SAR image from the sample, the RMSE for the VV mode drops down from 1.83 to 0.81 m/s. The combined Mouche and Hwang polarization ratio did not improve the wind speed accuracy (Tables 2.2 & 2.3). This could be explained by the facts that the combined polarization ratio was not fitted empirically and the coefficients may change with new inputs. The Mouche polarization ratio was computed for Envisat ASAR so it could have some calibration issues.

Finally, wind direction errors can be another source of discrepancy.

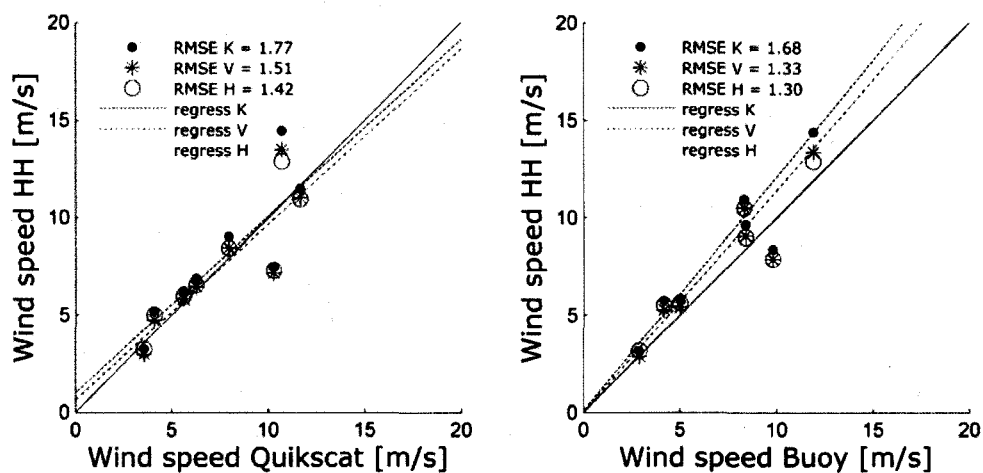


Figure 2.5 Results for three combinations of polarization ratios. The results of Hwang & Mouche are not presented here. Validation with buoy and met mast (left) and QuikSCAT (right). The H pol ratio seems to be the more accurate.

Table 2.2 SAR-derived wind speed accuracy compared to QuikSCAT data (K stand for Kirchoff, V for Vachon, H for Hwang and HM for Hwang merge with Mouche)

Polarization	Polarization models	RMSE (m/s)	Bias (m/s)	R <sup>2</sup>
HH	K	1,68	1,08	0,867
HH	V	1,33	0,55	0,865
HH	H	1,301	0,58	0,859
HH	HM	1,45	0,75	0,856
VV	nd	1,83	1,02	0,78
HV	V	3,56	-2,1	0,845
HV	H	3,46	-1,9	0,85
VH	V	3,43	-1,96	0,843
VH	H	3,32	-1,76	0,851

Table 2.3 SAR-derived wind speed accuracy compared to buoy data (K stand for Kirchoff, V for Vachon, H for Hwang and HM for Hwang merge with Mouche)

Polarization	Polarization models	RMSE (m/s)	Bias (m/s)	R <sup>2</sup>
HH	K	1,77	0,503	0,74
HH	V	1,51	0,01	0,76
HH	H	1,42	0,04	0,78
HH	HM	1,65	0,18	0,72
VV	Nd	1,21	0,53	0,88
HV	V	2,91	-1,84	0,908
HV	H	2,72	-1,61	0,907
VH	V	2,68	-1,69	0,912
VH	H	2,6	-1,46	0,912

### 2.3.3 Wind Speed in Cross-Polarization

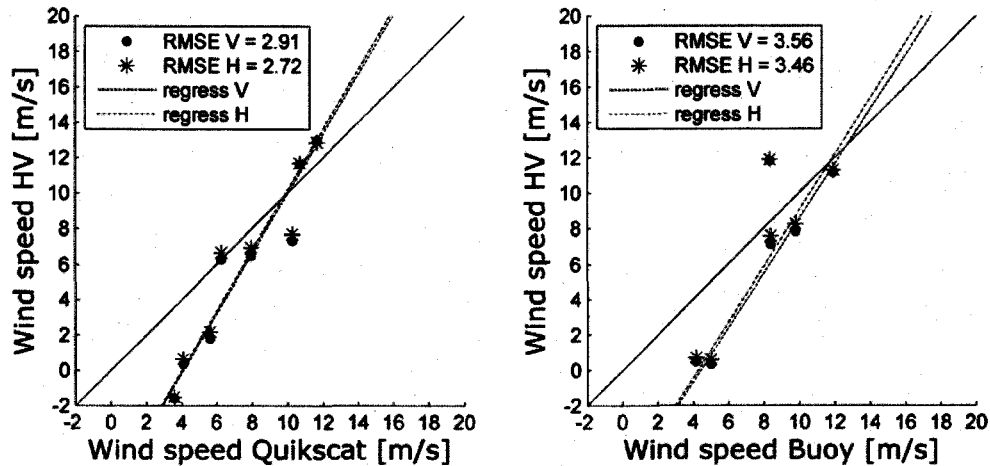
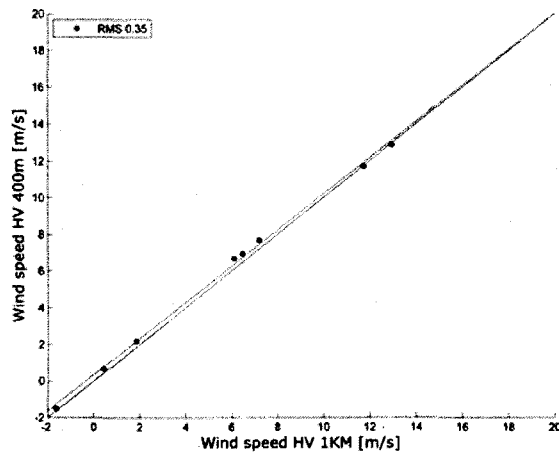


Figure 2.6 Results for wind speed inversion of Cross-polarization with buoy and met mast data (left) and QuikSCAT(right). The two fitting show similar results, because of the linear fit in low wind speed perform by Hwang models. Results under 5 m/s are totally inaccurate. Hwang shows slightly better results.

The SAR-derived wind speeds in cross polarization are very similar using either the Vachon or Hwang polarization ratio (figure 2.6). The current SAR dataset doesn't include any high wind condition which is mainly where the two models seem to change behavior, at wind speeds of 13-14 m/s (figure 1.5). All images were acquired for incidence angles over  $30^\circ$  (SQ13-SQ14-SQ18), and the two curves are similar in that range of incidence angle and wind speed. In all cases, the wind speeds cannot be retrieved below (5 m/s). The noise floor (-36 dB) was subtracted from the backscatter signal but that did not increase the correlation between SAR and QuikSCAT. The resolution of the SAR images was decreased but the results were exactly the same at 1-km and 400-m resolution (Figure 2.7).



**Figure 2.7 Correlation of wind speed calculated in cross-polarization with Vachon for pixel of 400m versus a pixel of 1 Km. Results are the same, so further filtering did not increase the results, and could nor permits to retrieved low wind speed.**

In the presence of surfactants, the backscattered signal in cross-polarization seems to be completely dampened and negative wind speeds are obtained. As illustrated on Figure 2.8, the noise floor is very close to the backscatter signal in low wind conditions and the wind speeds cannot be retrieved under a SNR of 5. Even if the signals is higher than noise floor, the sensibility to Bragg capillarity waves is probably lower in cross-polarization as well as the backscatter contribution associated with wave breaking and steep waves. When removing from the sample the three SAR images for which the wind was lower than 5 m/s, the RMSE compared to the buoy and QuikSCAT data, using the Hwang cross-polarization model, went down to 2,01 m/s, and 1,43 m/s, respectively.

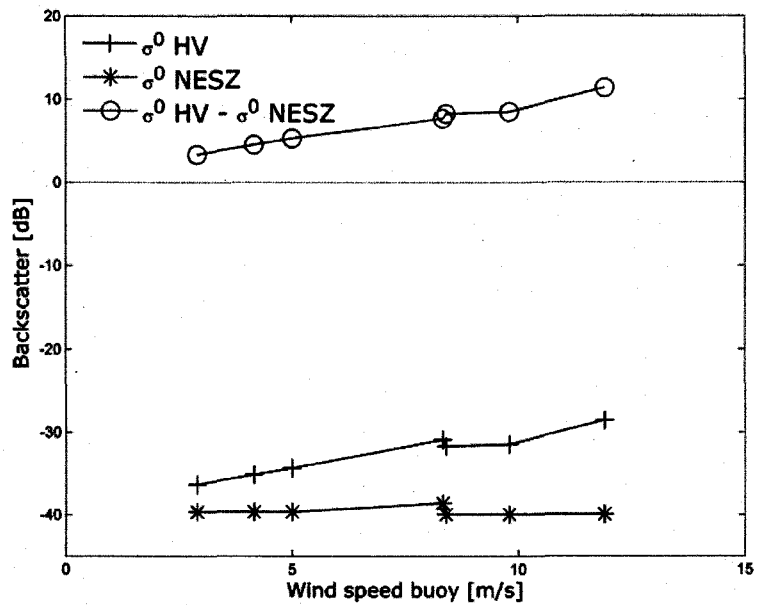


Figure 2.8 Signal backscatter versus noise floor and signal to noise ratio (SNR)

## 2.4 CONCLUSION

The potential use of SAR polarimetry for wind resource assessment has been studied. Wind retrieval from satellites is now even simpler with the integration of cross-polarization, which can be retrieved by a simple linear regression between wind and backscatter. With RADARSAT-2 polarimetric mode, wind speed measurements in HH polarization mode are now really close to VV measurements and show smaller bias than VV in all case. The addition of a polarization ratio using both wind speed and incidence angle dependence helps improving the SAR-derived winds, but adding wind direction dependence to the polarization ratio did not improve the results. The wind speeds in cross -polarization cannot be retrieved for wind speeds under 5 m/s. Subtracting the noise floor and lowering the spatial resolution (increasing the number of looks) are not producing more accurate results. While omitting SAR scenes with low wind speed conditions, the results in cross-polarization improved significantly but do not become as accurate as co-polarization measurements as other studies already illustrated (Hwang *et al.*, 2010, Vachon *et al.*, 2011).

This study is based on a relatively small dataset of nine SAR images. It includes some low wind conditions. Nevertheless, a validation of SAR-derived wind speeds and wind directions with QuikSCAT scatterometer data and buoy measurements strengthen to the general conclusion of this paper. At the moment, no GMF exists to derive the wind speeds for C-band cross-polarization and C-band HH, where the scattering mechanism with ocean surfaces are still not fully understood. Wind speed retrieval with polarimetric SAR images is a new topic and further improvements are expected in the near future, especially in cross-polarization and with the combination of mode (VV VH) and (HH HV).

## 2.5 ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank the SOAR initiative for providing the RADARSAT-2 images. Thanks to Bernard Pelchat for access and information on Mont-Louis Buoy data of the Canadian Department of Fisheries and Oceans. The authors are also very grateful to Dr Paris Vachon from Research Development Defense Canada for very helpful discussions on technical issues, shared very generously. Finally, thanks to WesNET Canada for fundings and continuous support of our project.





## **CHAPITRE 3**

### **ARTICLE 2**



## AVANT PROPOS

L'article a été soumis pour publication dans la revue Monthly Weather Review publiée par l'American Meteorological Society.

La contribution des auteurs de l'article s'établit comme suit :

Thomas Bergeron :

- Définition du sujet et des objectifs
- Programmation et traitement des images
- Analyse des données et interprétation des résultats
- Écriture et révision de l'article

Monique Bernier :

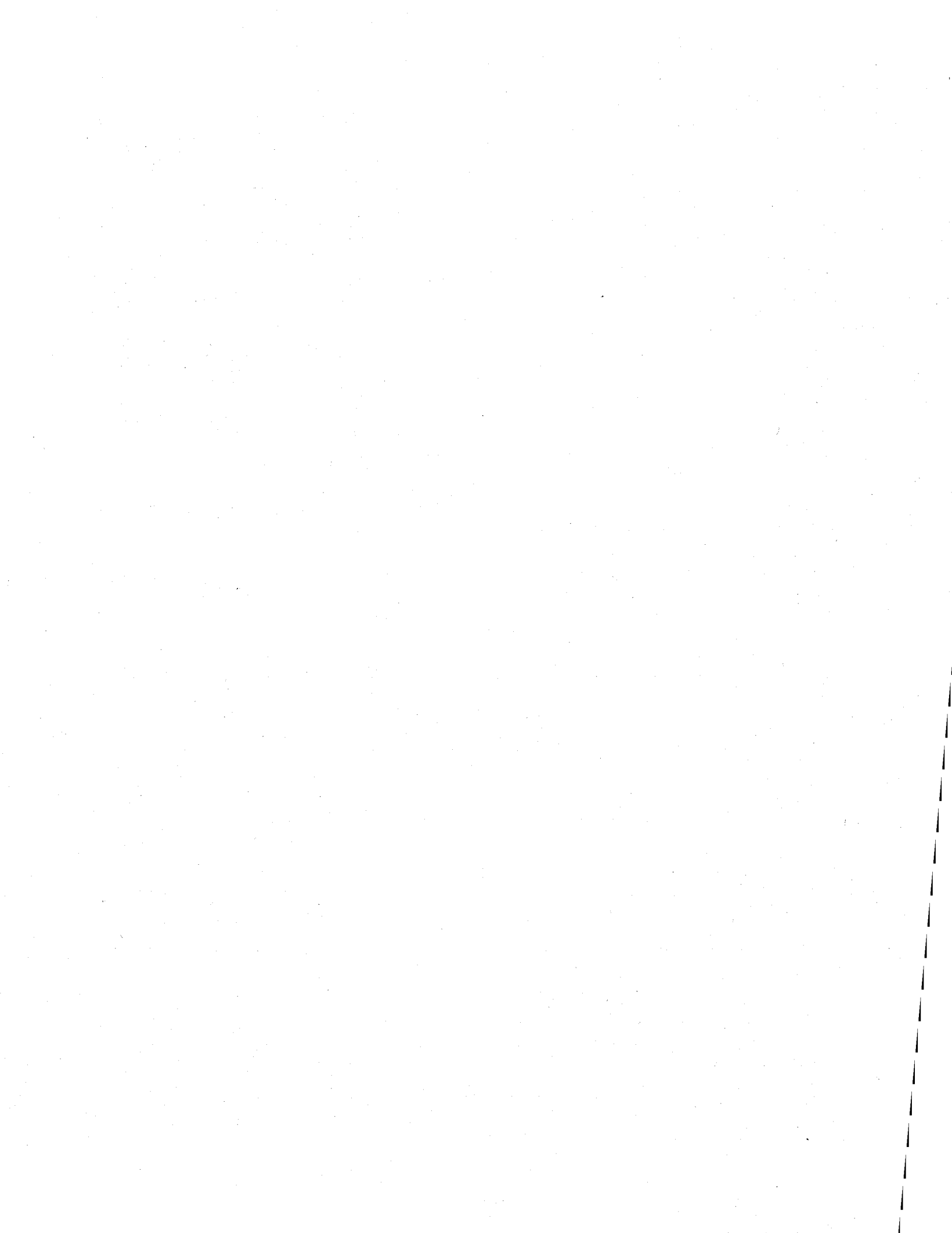
- Transfert des connaissances sur la technologie RSO, aide à la définition du sujet et des objectifs, des choix méthodologiques et de l'analyse des résultats.
- Révision de l'article

Karem Chokmani

- Aide à l'analyse des résultats
- Révision de l'article

Gaëtan Lafrance

- Aide à la définition du sujet et des objectifs et de l'interprétation des résultats
- Révision de l'article



## RÉSUMÉ

Les données de vents mesurées par RSO, peuvent être de grande valeur dans les endroits reculés, où les données météorologiques sont clairsemées, comme dans les régions arctiques. L'objectif de cet article est de tester une nouvelle approche de traitement automatique des images RSO, adaptés à des conditions arctiques. Dans ce contexte, le modèle géophysique (GMF) CMOD5.n pour l'estimation des vents en mer est testé et sera comparé avec CMOD5. Trois différentes techniques pour retracer la direction du vent, utilisées comme entrée pour le calcul de la vitesse du vent sont expérimentées : 1) le modèle météorologique GEM-LAM à résolution de 2.5 km; 2) une version automatique de la méthode des gradients locaux; et 3) une méthode hybride qui combine les données du diffusiomètre ASCAT avec la méthode des gradients locaux. Pour mener cette étude, dix-sept images RADARSAT-2 ont été acquises en mode FIN (8 m de résolution spatiale, couverture de 625 km<sup>2</sup>) et LARGE (25 m de résolution, couverture de 22 500 km<sup>2</sup>), dans la région du détroit d'Hudson, entre juillet 2009 et janvier 2011. Le modèle météorologique GEM-LAM a été fourni par le Centre Météorologique Canadien. La haute résolution du modèle GEM-LAM est une bonne opportunité pour estimer la correspondance entre le RSO et le modèle en zone côtière. Les résultats démontrent que le GMF CMOD5.n a amélioré les estimations sur la vitesse des vents dans presque toutes les circonstances. La vitesse des vents calculées en utilisant la direction issue des gradients locaux et de GEM-LAM a une erreur totale similaire, mais de nature différente. La méthode hybride pour la direction a bien performé et améliore la méthode des gradients locaux spécialement à basse vitesse. Les vents mesurés par RSO peuvent être utilisés en zone côtière pour les vents de mer, mais l'erreur est plus marquée pour les vents de terre.

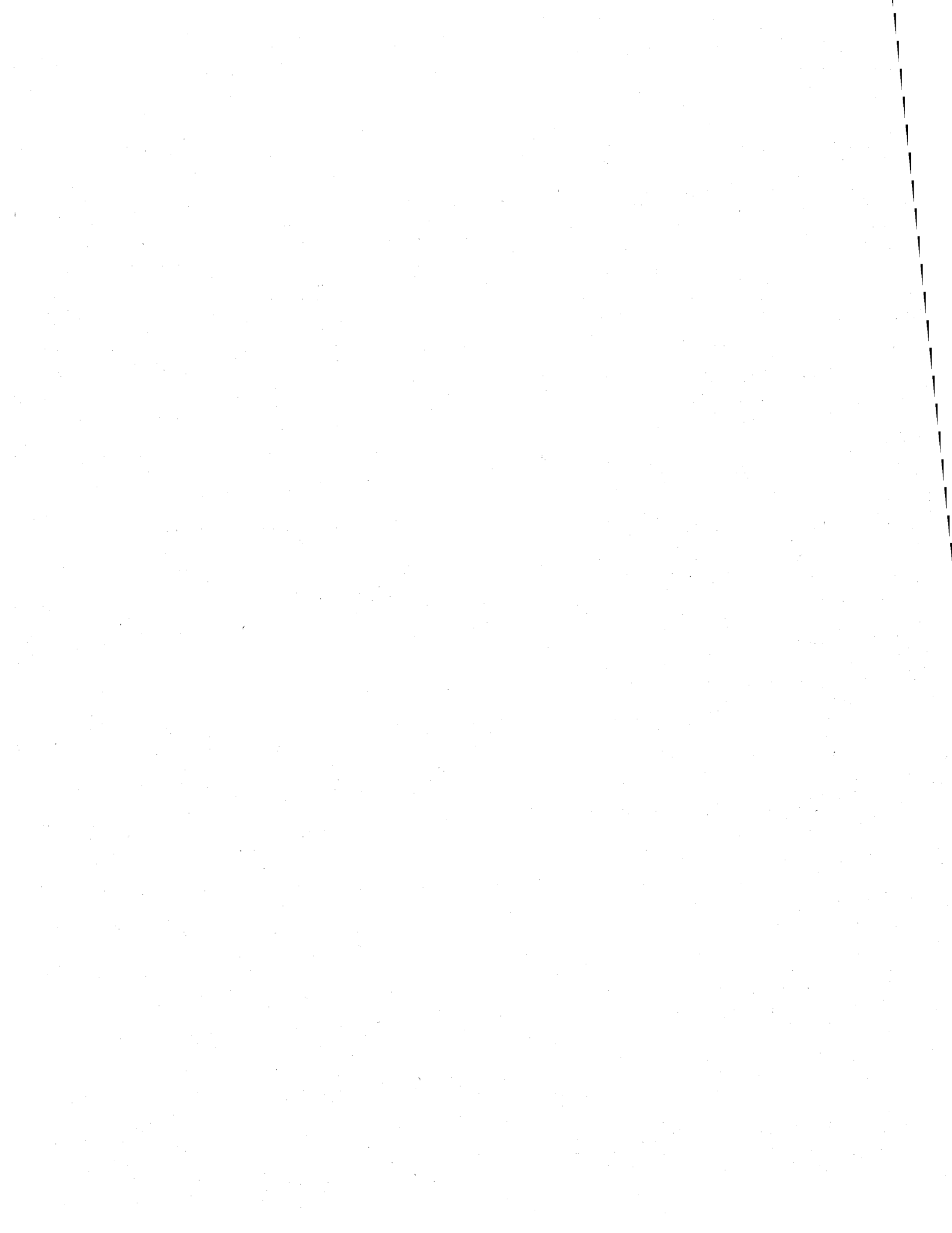
**Mots clés** : RADARSAT-2, Gradients locaux, Diffusiomètre ASCAT, Vents en mer



## ABSTRACT

SAR imagery can be a valuable source of marine wind information in remote areas where meteorological data are scarce, as in the Arctic region. The objective of this paper is to test a new, fully automatic approach to generating wind-speed maps for arctic conditions using SAR data. In this context, the CMOD5.n Geophysical Model Function (GMF) for marine wind estimation is tested and compared with CMOD5. Three different techniques of wind-direction retrieval, used as input for wind-speed estimation, are tested: 1) the high-resolution (2.5 km) GEM-LAM meteorological model; 2) an automated version of the Local Gradients technique; and 3) Hybrid methods based on both the Local Gradients technique and ASCAT data. Seventeen Fine mode (8-m spatial resolution, coverage of 625 km<sup>2</sup>) and Wide mode (25-m resolution, coverage of 22500 km<sup>2</sup>) RADARSAT-2 images acquired in the Hudson Strait region between July 2009 and January 2011 are utilized in the comparisons. GEM-LAM wind products were provided by the Canadian Meteorological Centre. The high resolution of the GEM-LAM model also provides a great opportunity to assess the correspondence of both SAR and GEM-LAM in the coastal region. Our results demonstrate that CMOD5.n improves wind-speed estimation using SAR data in almost all conditions. Wind speeds computed using direction data from Local Gradients and GEM-LAM have a similar degree of error, but the errors are of different natures. The Hybrid methods perform well and improve wind-direction estimation especially under low wind conditions. The SAR wind product can be used near shore for winds coming from offshore, but it displays high error for coastal winds.

**Keywords:** RADARSAT-2, Local Gradients, ASCAT Scatterometer, Marine Wind





### **3. UTILIZATION OF RADARSAT-2 FOR MARINE WIND ESTIMATION IN THE ARCTIC**

Thomas Bergeron\*, Monique Bernier, Karem Chokmani

Institut national de la recherche Scientifique-Centre Eau Terre et Environnement, Université du Québec, 490 rue de la Couronne, Québec, Canada, G1K 9A9

Gaëtan Lafrance

Institut national de la recherche Scientifique, Centre Énergie Matériaux et Télécommunications, Université du Québec, 1650 boulevard Lionel-Boutet, Varennes, Canada, J3X 1S2

Corresponding author

Phone: 418-925-9720

Email: [Thomas.bergeron@oricom.ca](mailto:Thomas.bergeron@oricom.ca)



### 3.1 INTRODUCTION

A lot of interest has been shown in recent years in the acquisition of high-resolution data on marine winds over the ocean. Users range from meteorologists to wind power institute, national defense organizations, and environmental policy makers. Marine wind speed can be retrieved from Synthetic Aperture Radar (SAR) data because wind speed is related to Normalized Radar Cross Section (NRCS). The latter is influenced by Bragg capillarity waves and waves breaking on the water surface, incidence angle, and wind direction. Because SAR satellites, unlike scatterometers, observe a scene in only one direction, the wind direction ambiguity in SAR data cannot be resolved directly and automatically. Near-real-time (NRT) applications of SAR data, such as maritime surveillance and the monitoring of navigation hazards, create a need for fully automatic methods of wind retrieval. The Alaska SAR demonstration project and the National SAR Winds Project ([www.cwinds.ca](http://www.cwinds.ca)) are good examples of such applications (Monaldo, 2000, Neil *et al.*, 2006). Large SAR data sets are computed without manual intervention, using numerical weather prediction models (NWP) as direction inputs for the computation of wind speed. These models are used in conjunction with SAR NRCS. NWP models have become a standard approach for wind resource assessment and forecasting as they are fairly inexpensive, they provide short- and medium-term forecasts, and their development is supported by national meteorological centers (Beaucage *et al.*, 2008). However, many problems can arise when using such models in SAR wind speed calculations. For example:

- 1) The meso-scale model used for direction input in the SAR wind speed calculation has a resolution coarser than the SAR resolution, and many phenomena like barrier jets, gap flow, atmospheric gravity waves, and island wakes are not resolved by such models.
- 2) Phase errors in meso-scale models can misplace an event in time.
- 3) Temporal gaps between the SAR acquisition time and the model time can cause large errors in the passage of synoptic features like atmospheric fronts.

Many SAR software programs use NWP information for wind direction. For example, ANSWRS, developed by the Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory and NOAA, uses the Navy Operational Global Atmospheric Prediction System (NOGAPS)  $1^\circ \times 1^\circ$  atmospheric model

for direction information. Similarly, the Marine Environmental Monitoring (MENTOR) system used by Canada's National SAR Winds Project uses the Global Environmental Multiscale Limited Area Model (GEM-LAM) at a resolution of  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ . Many studies have used NWP outputs to validate SAR winds (Beaucage *et al.*, 2007, Furevik *et al.*, 2002, Koch *et al.*, 2006, Monaldo *et al.*, 2001).

The objective of this paper is to compute wind speed maps using SAR data in a fully automatic manner (limiting user manipulation of the data while maintaining precision similar to that of manual methods). In order to evaluate this approach, three different techniques of wind direction retrieval are compared, using 1) a model (GEM-LAM) as input; 2) the automated Local Gradients method; and 3) Hybrid methods rooted in both Local Gradients and ASCAT. In addition, the CMOD5.n Geophysical model function (GMF) is tested and compared with CMOD5 for arctic conditions. The proposed SAR method is also assessed for offshore and coastal winds in the coastal region, which is of great interest for wind energy production. Finally, we take advantage of the high resolution of the GEM-LAM model to assess the correspondence of both SAR and GEM-LAM in the coastal region. Coastal areas are hard to model because the coastal discontinuity displays abrupt changes both in roughness, which affect momentum flux, and in the availability of heat and moisture (Barthelmie, 1999).

## 3.2 METHODOLOGY

### 3.2.1 Study zone and data

The study zone lies in the Hudson Strait (Quebec, Canada), near the Inuit village of Quaqtac (Figure 3.1). The study area was chosen for three main reasons: 1) the availability of a SAR data set; 2) the relative simplicity of the terrain (the topography is smooth, and roughness is governed mostly by lichen and rocky terrain); and 3) the availability of a high-resolution limited-area model ( $0.025^\circ \times 0.025^\circ$ ) for the area (GEM-LAM). Between July 2009 and January 2011, 17 SAR images were obtained in dual polarization (HH HV) in either Fine or Wide mode. One image was discarded because it showed a sudden change of wind speed of 8 m/s along an atmospheric front. There was a 20-minute gap between the SAR acquisition times and the GEM-LAM simulation, leading to a misalignment of the events.

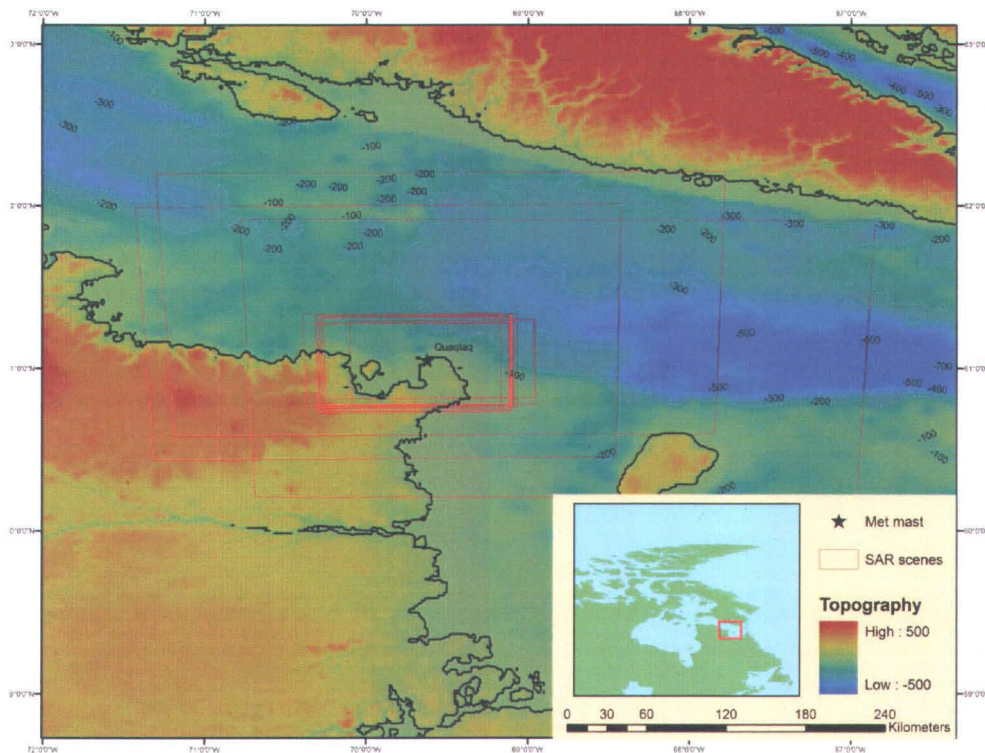


Figure 3.1 Study area, SAR swath, topography, and bathymetry.

Data for Quaqtq met mast (61° 02' 54" N, 69° 37' 26" W) were downloaded from the site <http://climate.weatheroffice.gc.ca/> and used to resolve the 180° ambiguity of the Local Gradients. ASCAT L2 12.5-km NetCDF product was downloaded from <http://podaac.jpl.nasa.gov/datasetlist?ids=Sensor&values=ASCAT&search>. ASCAT is a C-band vertically polarized scatterometer. The wind vector from the three measurements of  $\sigma^0$  was retrieved with the CMOD5.n GMF. The data are offered free by EUMETSAT. This product has a standard deviation of 1 m/s for wind speed and 17.65° for direction (Verhoef *et al.*, 2009). ASCAT L2 12.5-km product has a wind speed precision similar to the 25-km product, but the direction is slightly worse. ASCAT data were used to compute the Hybrid wind direction. SRTM30plus bathymetric data (30 arc seconds resolution) were downloaded from [ftp://topex.ucsd.edu/pub/srtm30\\_plus/topo30/](ftp://topex.ucsd.edu/pub/srtm30_plus/topo30/) and used to remove any reefs or zones with a depth of less than 10 m. The mask proposed by Koch (2004) was used to eliminate pixels in the intertidal zone and modulation of the NRCS by internal currents. This mask is generally applied only to remove gradients that are not wind induced, but it has been preserved on the wind speed map. The SAR pixel size was reduced to 2.5 km, and any pixel that had more than 50% of masked value was removed. Zones with a depth of less than 10 m were also masked, to avoid reefs and wave-breaking generated by bathymetric effects. Data were extracted in a buffer of 2.5 km along the shoreline. GEM-LAM wind speed at 10 m height and direction extracted for the MENTOR system were obtained from the Canadian Meteorological Centre. GEM-LAM was used as wind direction input. The model was also used to validate SAR wind speed and the Local Gradients method. Temperature and atmospheric stability are not included in the GEM-LAM product for MENTOR. Sea Surface Temperature (SST) data are from the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), downloaded from <http://www.class.ncdc.noaa.gov/saa/products/welcome>. AVHRR was used to plot a thermal profile for the years 2009, between sea surface temperature (SST) and air temperature. In Arctic regions, stable conditions are likely to occur between June and September, and unstable from October to December, according to the difference between air temperature and sea surface temperature (SST) (Figure 3.2).

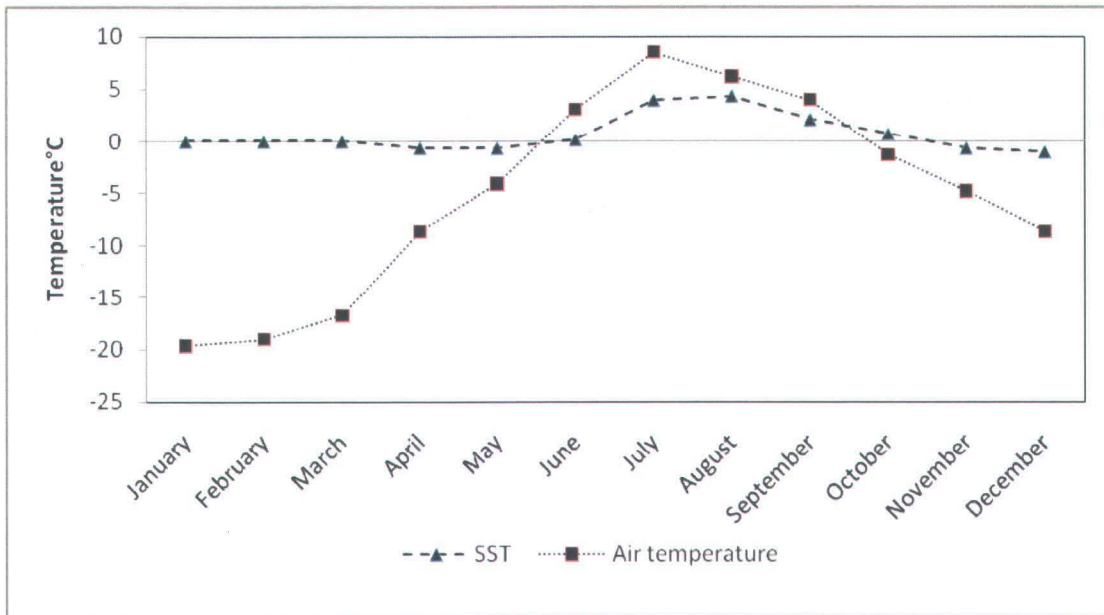


Figure 3.2 Monthly SST from AVHRR and air temperature from Quaqtq met mast, for year 2009.

### 3.2.2 Processing SAR wind speed

SAR wind speed was computed using the CMOD5 Geophysical model function (GMF) (Hersbach *et al.*, 2007):

$$\sigma^0 = \text{CMOD}(C, U_{10}, \varphi, \theta) = n(\theta)B0(C_0, U_{10}, \theta)[1 + B1(C_1, U_{10}, \theta) \cos(\varphi) + B2(C_2, U_{10}, \theta)]^p \quad (35)$$

where  $\varphi$  is the azimuth angle, the difference between the wind direction and the radar look direction;  $\theta$  is the radar incidence angle; and  $U_{10}$  is the 10-m wind speed.  $n(\theta)$  is a correction parameter for the saturation issue at near range, similar to the one introduced in (Danielson *et al.*, 2008) for RADARSAT-1. CMOD GMF were developed using VV polarization Scatterometer. A polarization ratio is needed for the application of such models in HH polarization. The polarization ratio (PR) used by Hwang *et al.* (2010) appears to be the best choice with RADARSAT-2 data, since wind speed computed using that PR had the best agreement with buoy data in comparison with other PRs (Bergeron *et al.*, 2011).

The Hwang *et al.* (2010) PR can be written as follows:

$$PR = A(\theta)U_{10}^{\alpha(\theta)} \quad (36)$$

where  $\theta$  is the incidence angle and  $U_{10}$  the 10-m wind speed, while  $A(\theta)$  is calculated as follows:

$$A(\theta) = 1.56 * 10^{-3}\theta^2 - 3.39 * 10^{-2}\theta + 1.33 \quad (37)$$

and  $\alpha(\theta)$  as follows:

$$\alpha(\theta) = -1.15 * 10^{-3}\theta - 7.24 * 10^{-2} \quad (38)$$

CMOD5.n measures 10-m equivalent neutral winds, while CMOD5 measures 10-m wind. CMOD5.n corrects CMOD5 bias by subtracting 0.7 m/s of the signal, accounting for the difference between 10-m winds and equivalent neutral winds (0.2 m/s) and a known bias of 0.5 m/s induced by ECMWF atmospheric models (Hersbach, 2008). For that purpose, the 28 coefficients of the CMOD5 model have been reshaped to reflect that difference. Two definitions of neutral winds can be drawn: under the first, equivalent neutral wind speed is the mean wind speed that would be observed with neutral atmospheric stratification; under the second, equivalent neutral wind speed is the speed calculated using stress and roughness length values consistent with observed atmospheric stratification but setting the atmospheric stratification term in the modified log wind profile to zero (Kara *et al.*, 2008, Liu *et al.*, 1996). Over the global ocean, the marine boundary layer is weakly unstable and the global average neutral wind is 0.2 m/s stronger than non-neutral winds (Hersbach, 2008, Kara *et al.*, 2008). Regional and seasonal differences in stability might exist making the use of CMOD5.n inappropriate. For example, in the Arctic regions stable conditions are likely to occur between June and September (Figure 3.2), during which neutral winds can be 0.5 m/s lower than non-neutral winds (Hersbach, 2008).



RADARSAT-2 cross-polarization (HV VH) provides a great opportunity for NRT applications. Initial studies have shown that the cross-polarization signal is independent of wind direction and gives reliable results with buoys (Hwang *et al.*, 2010, Vachon *et al.*, 2011). However, cross-polarization was not used in the present study, because the noise floor of the Wide and Fine modes of RADARSAT-2 are too high (between  $-23$  dB and  $-27$  dB). According to equation (38) in Vachon *et al.* (2011), a noise floor of  $-27$  dB means that the wind speed should be at least  $14.53$  m/s to start work with cross-polarization with those modes.

$$\sigma^0 = 0.585U_{10} - 35.5 \quad (39)$$

This is of course not reliable, and a future generation of satellites with higher antenna isolation will be required to work with those modes for maritime applications (Touzi *et al.*, 2011).

### 3.2.3 Processing wind direction

Wind direction is an important source of error in co-polarization (HH VV) in CMOD GMF. A wind direction error of  $30^\circ$  can introduce uncertainty of up to 40% in wind speed depending on the geometry of view (Horstmann *et al.*, 2000). Moreover, Fisher *et al.* (2008) found that CMOD5 is more dependent on getting the right direction than CMOD4. To assess the sensitivity of SAR wind speed estimation to direction, three different methods were tested: 1) automated Local Gradients; 2) GEM-LAM; and 3) Hybrid methods.

The Local Gradients were computed using the approach of Koch (2004). This method uses the wind streak signatures produced on the water surface by local turbulence that aligns surfactant and foam with mean wind direction. Such streaks are assumed to be a reliable indicator of wind direction 87.5% of the time (Koch *et al.*, 2006). First, the SAR images are smoothed and the resolution is decreased to 100-m, 200-m and 400-m resolution. The Local Gradients are then calculated by means of a Sobel filter. Features that are not induced by wind, such as internal currents, slicks, and sea ice, are masked. The gradients are then weighted based on their coherency within the SAR image, and a histogram is generated for sub-images. We compared different sizes of sub-image (Figure 3.3) and found that a window size of 4.8 km produced the best results. To make the method automatic and more objective, a methodology similar to Danielson *et al.* (2008) was applied. The resolution that best represented the wind streak

pattern between 100–200 and 400 m was selected by taking the gradients that had the lowest difference with the means of their surrounding neighbors. Then, to remove some of the variability of the gradients, especially at low winds, vectors that had more than 30° of difference with the mean of their neighbors were removed. Removal of the 180° direction ambiguity was done automatically with ASCAT or, in the absence of other data, with data from the met mast at Quaqtqaq village.

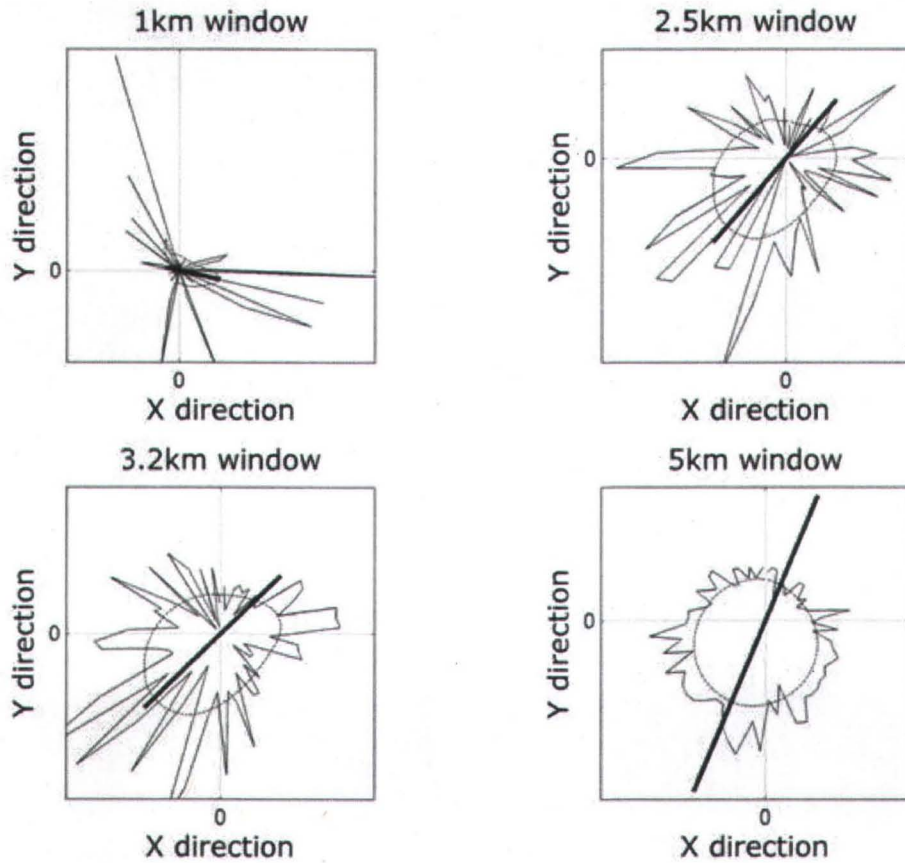


Figure 3.3 Direction histogram used in the Local Gradient algorithm for window size of 1 km, 2.5 km, 3.2 km, and 4.8 km. Increasing the convolution kernel, results in a greater number of data and smoothing of the wind direction eggs

The Hybrid methods are a combination of the automated Local Gradients and ASCAT. The main goal of such methods is to reduce the spatial variability of the Local Gradients and be better adapted to low winds. The wind streak signature increases with wind speed, as does its accuracy (Koch *et al.*, 2006). The Hybrid methods give a weight ( $W$ ) to that direction in function of wind speed: (39).

$$W = \frac{U_n}{Thr} \quad (40)$$

where  $U_n$  is the ASCAT wind speed and  $Thr$  is a threshold set to 12 m/s in the present study because we consider the Local Gradients method to be sufficiently accurate over that threshold. The Hybrid wind direction is then computed from equation 40:

$$\varphi_H = W * (\varphi_{Lg} - \varphi_A) \mp \varphi_{Lg} \quad (41)$$

where  $\varphi_{Lg}$  is the wind direction interpolated with the Local Gradients method and  $\varphi_A$  the wind direction interpolated with ASCAT. In order to ensure that data are correctly representing actual wind condition, the ASCAT data were collected within 3 hours of the SAR acquisition (Monaldo *et al.*, 2004).

### 3.2.4 Overview of data processing

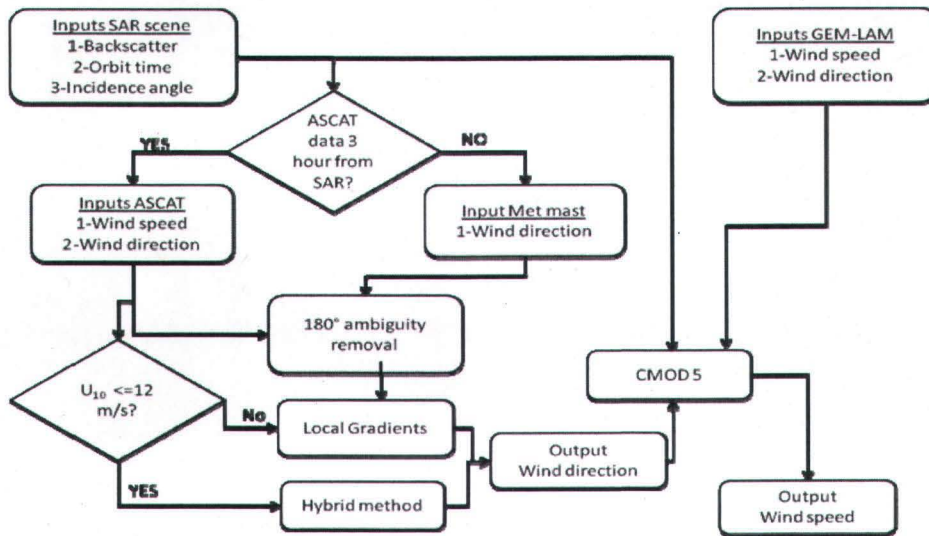


Figure 3.4 Flowchart of data processing.

As shown in Figure 3.4, processing SAR wind speed using directions from NWP is simpler than methods that extract winds from SAR images directly. A number of steps required when using SAR wind streak can be skipped by using NWP or scatterometer. Not all SAR users have access to a high-resolution model (LAM), so the Hybrid methods were computed with ASCAT for the purposes of this demonstration, but users who do have access to LAM should utilize the model instead as this will probably improve the accuracy of the Hybrid methods.

## 3.3 RESULTS AND DISCUSSION

### 3.3.1 CMOD5 and CMOD5.n computed with different sources of direction

Figures 3.5 and 3.6 compare the results of CMOD5 and CMOD5.n calculations using direction inputs from Local Gradients (Figure 3.5) and GEM-LAM (Figure 3.6). Notice that the SAR resolution was reduced by box averaging to the model resolution ( $0.025^\circ$ ). In both cases, the difference between the computed wind speed and the GEM-LAM wind speed is lower with CMOD5.n than with CMOD5. Wind speeds computed with GEM-LAM and Local Gradients have approximately the same total error, independent of the GMF used. Even when the bias is positive (Local Gradients), CMOD5.n removes part of the error. Thus, the correction by CMOD5.n is independent of a positive or negative bias. The difference in the SAR wind speed computed with GEM-LAM is more systematic, in terms of bias, than wind speed computed with Local Gradients, which is more randomly distributed. The RMSE on wind direction between GEM-LAM and the Local Gradients is  $44.7^\circ$ . Although the deviation between GEM-LAM direction and Local Gradients is very high, the total error of wind speed is very similar, meaning that the two methods have different sources of directional error. The high spatial variability in wind direction induced by the Local Gradients is not reproduced in GEM-LAM; this is in part the cause of the large deviation.

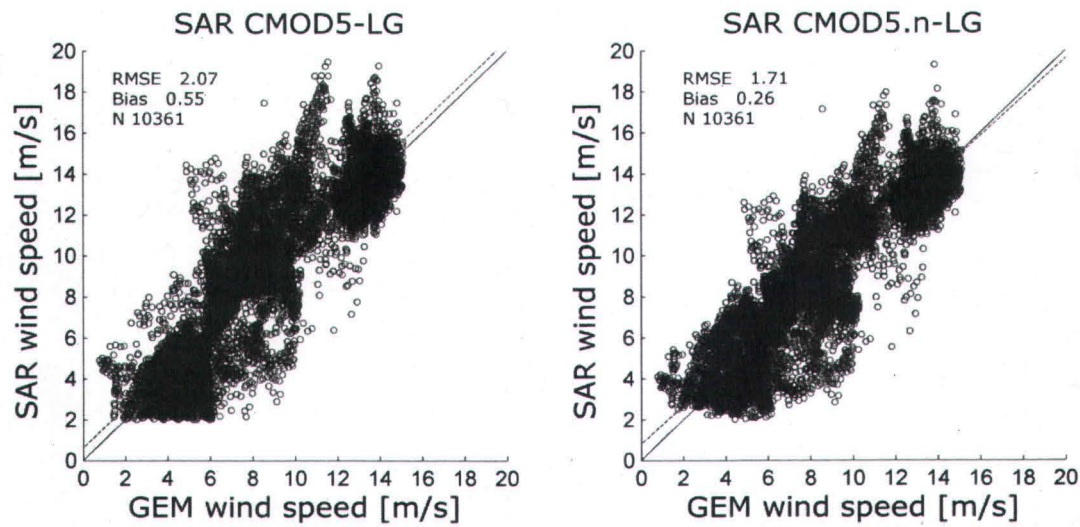


Figure 3.5 Comparison of CMOD5 and CMOD5.n computed with local gradients, against GEM-LAM wind speed.

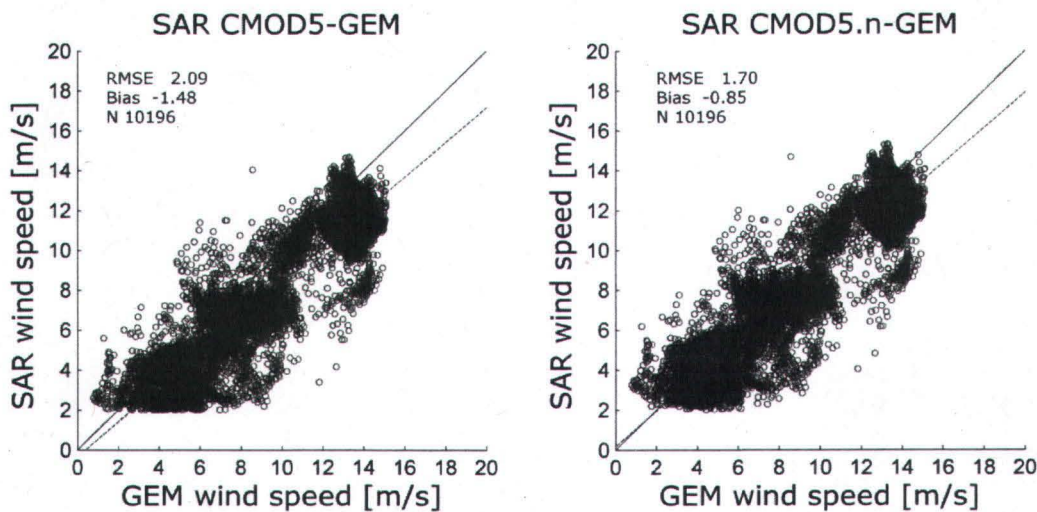
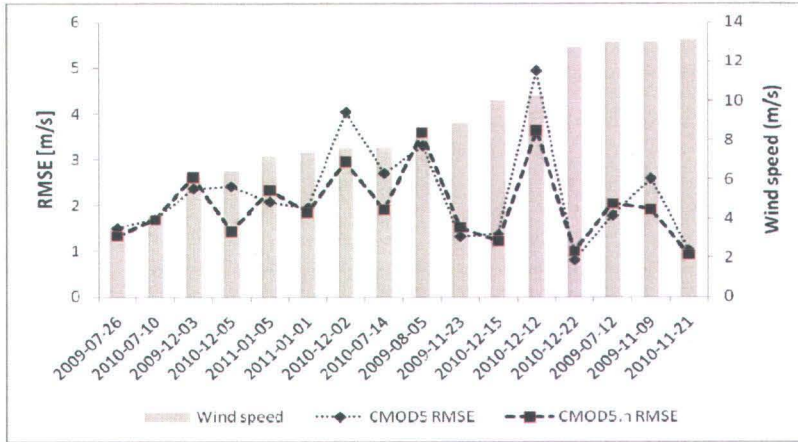


Figure 3.6 Comparison of CMOD5 and CMOD5.n computed with GEM-LAM directions, against GEM-LAM wind speed.

Figure 3.7 displays the results of both models, CMOD5 and CMOD5.n. Wind speed estimates were averaged over the entire images. Agreement with the GEM-LAM wind speed increased by about 1m/s between CMOD5 and CMOD5.n on the scenes of 2010-12-05, 2010-12-02, and 2010-12-12 (Figure 3.7 a), when wind speed was computed with Local Gradients. The error of

CMOD5.n doesn't increase in the presence of stable conditions, in comparison with CMOD5. The definition of equivalent neutral wind assumes slightly unstable conditions on the ocean.

a)



b)

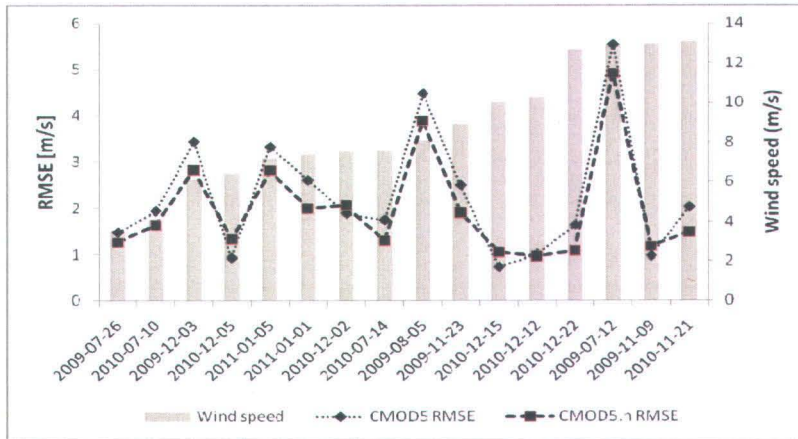


Figure 3.7 a) RMSE of wind speed per SAR scenes for CMOD5 and CMOD5.n, computed with local gradients, against GEM-LAM wind speed. b) RMSE of wind speed per SAR scenes for CMOD5 and CMOD5.n, computed with GEM-LAM directions, against GEM-LAM wind speed.

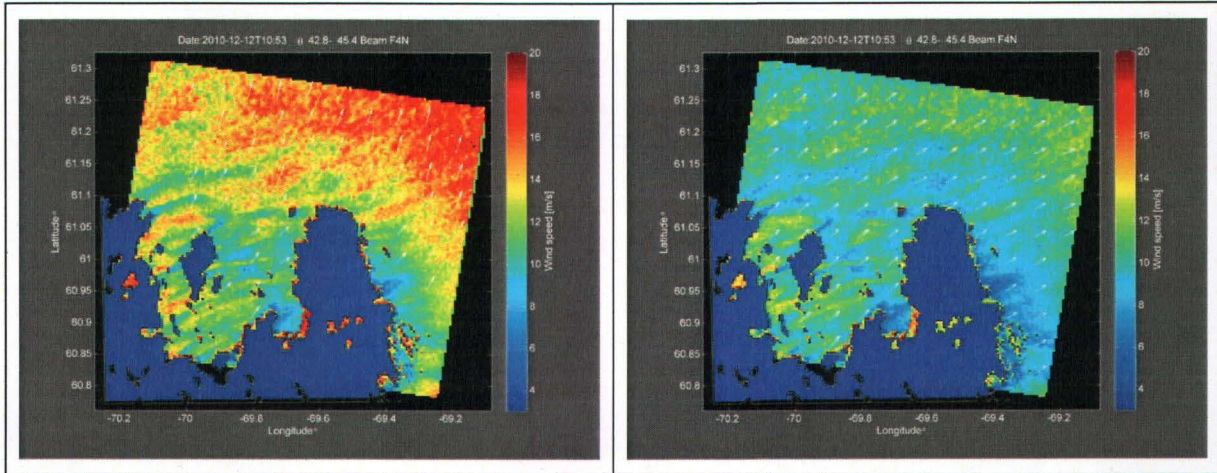
Indeed, wind speed estimated from summer acquisitions did not show an additional error, as shown in Figure 3.7.

Moreover, CMOD5.n displayed better results than CMOD5 on 10 scenes out of 17 when coupled with the Local Gradients approach (Figure 3.7 a) and in 12 cases out of 17 when coupled with GEM-LAM (Figure 3.7 b).

Furthermore, on Figure 3.7, the wind speed RMSE of Local Gradients (Figure 3.7 a) and GEM-LAM (Figure 3.7 b) did not correspond temporally. In both cases the source of the errors may have been directional errors typical of the method used. The results of Figure 3.7 were

ranked by increasing wind speed. No trends were found with wind speed. Although the Local Gradients method displays higher directional variability and error at low winds, the results do not have much effect on the computation of SAR wind speed. The sinusoidal behavior of NRCS with azimuth angle decreases in amplitude with wind speed, causing direction errors to be less

important at low wind speed. Although the accuracy of the Local Gradients tended to increase with wind speed, the highest Local Gradients wind speed error (2010-12-12) occurred at very high winds (Figure 3.7 a).



**Figure 3.8** Wind maps of 2010-12-12 computed from local gradients (left) and GEM-LAM directions (right).

Figure 3.8 compares the SAR wind speed maps computed with GEM-LAM directions (right) and with Local Gradients (left) for 2010-12-12. Figure 3.8 demonstrates the high sensitivity of CMOD5 to wind direction at high wind conditions.



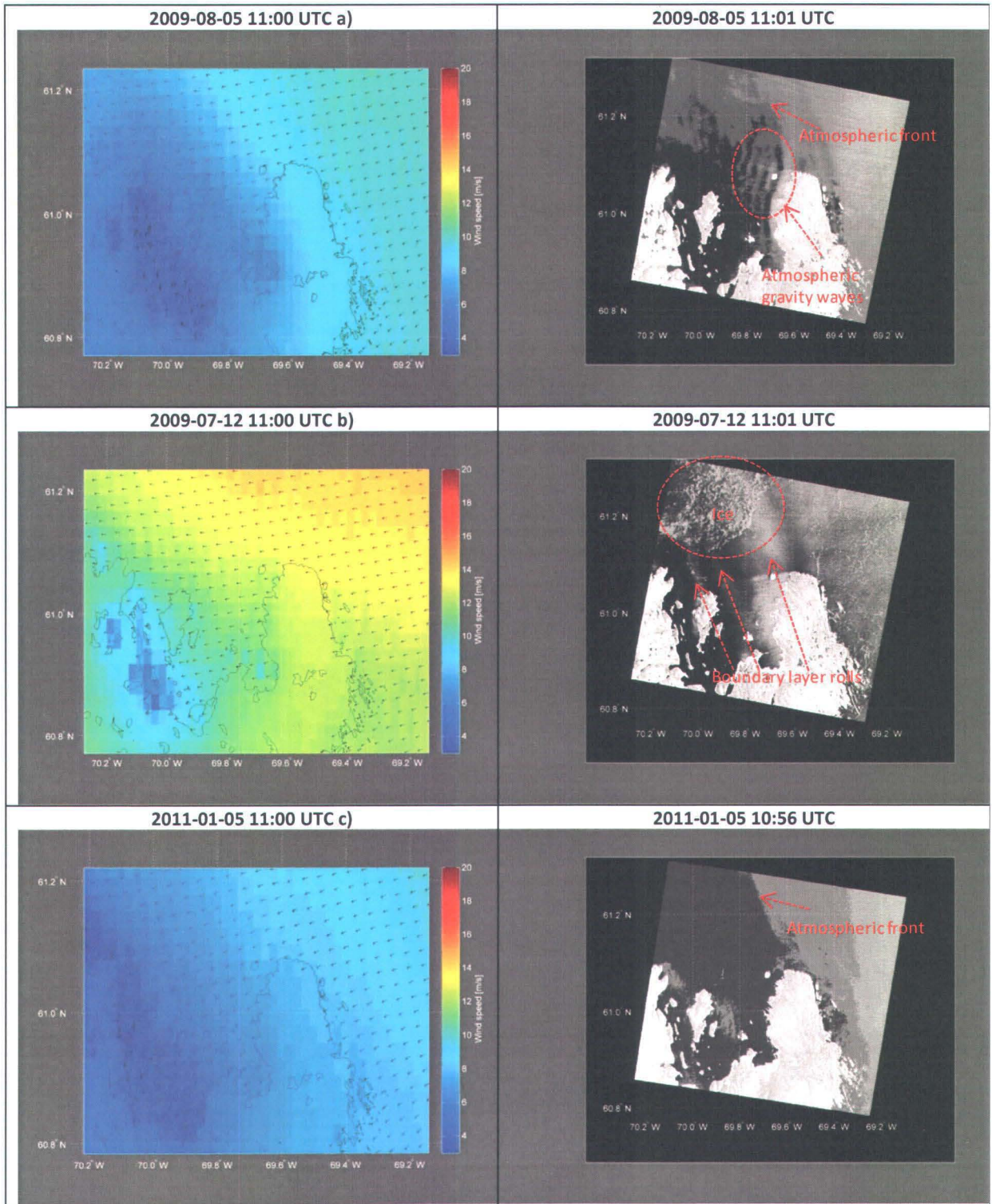


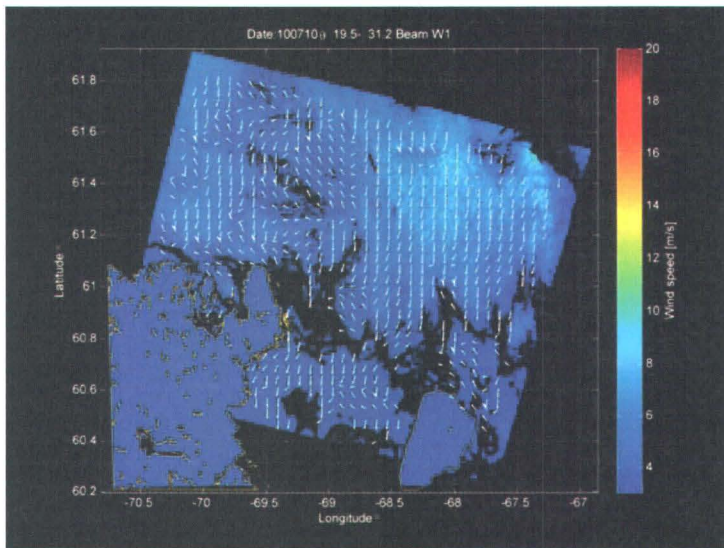
Figure 3.9 GEM-LAM simulation against SAR backscatters for three different cases: a, b, c.

A few degrees difference between the two methods caused a discrepancy of more than 10 m/s for certain pixels. The wind speed computed with Local Gradients displayed a speed-up effect away from the shore. This speed-up was not present on the GEM-LAM simulation, which explains the large deviation. Figure 3.9 displays the GEM-LAM simulation and the SAR backscatter of the highest peak of RMSE of Figure 3.7 b computed with GEM-LAM directions. On 2009-08-05 the atmospheric front seems to be positioned at the same place on GEM-LAM and SAR. Pattern that looks like atmospheric gravity waves are present at lee sides of the Quaqtq peninsula on the SAR image, although they have not been reproduced on the GEM-LAM simulation. Such phenomena occur in stable atmospheres, where atmospheric gravity waves are trapped in the lower atmosphere and leave fingerprints on the water (Alpers *et al.*, 2009). The 2009-07-12 images display large boundary layer rolls with gusts reaching 30 m/s on the SAR scene. The RMSE is 2.03 m/s over the complete scene when using the Local Gradients method. When using GEM-LAM wind directions, the RMSE is 4.9 m/s, meaning either that the direction of such phenomena is not well resolved by GEM-LAM or that the variability is too high. On the scene of 2011-01-05 a five-minute gap between GEM-LAM and the SAR acquisition has caused a 30-km displacement of an atmospheric front. The front was present in the upper corner of the images, and the temporal gap was low, so the images were not discarded. It is important to note that in all the cases presented in Figure 3.9, error peaks were accentuated by wind directed crosswind to the radar azimuth angle.

### 3.3.2 Hybrid methods

The Hybrid methods seem to improve considerably direction information at low wind speeds. Figure 3.10a displays a very chaotic wind field at low wind speed, computed using only the Local Gradients. There are many orthogonal wind vectors, and there is a lot of inappropriate abrupt change of wind direction. The Hybrid methods show a smoother wind field (Figure 3.10b) while appearing to conserve the main direction and variability of the Local Gradients. The degree of directional smoothing depends on how far the ASCAT wind speed is from the threshold value, which was set at 12m/s in the present study. There are still orthogonal wind vectors, but they have been reduced significantly. Notice that surfactants, current signatures, and slicks have

a)



b)

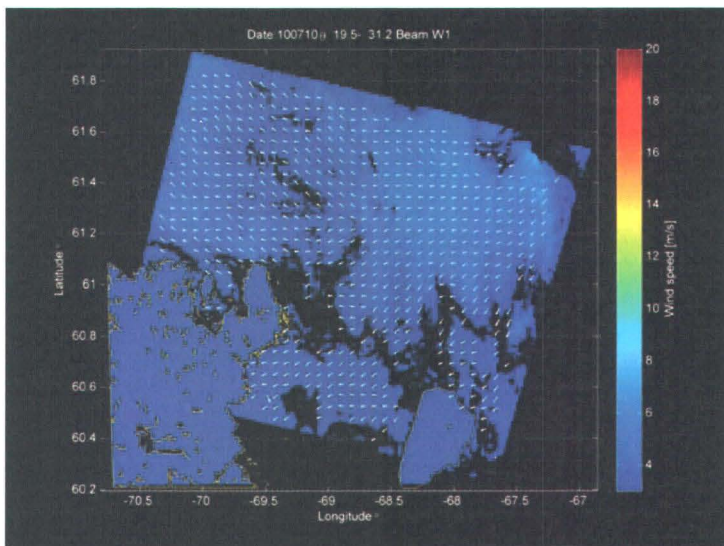


Figure 3.10 a) SAR scenes of 2010-07-10 computed with the automatic Local Gradients method. b) SAR scenes of 2010-07-10 computed with the Hybrid methods

been masked in Figure 3.10. Figure 3.11 compares SAR wind speeds computed using CMOD5.n and Hybrid methods with GEM-LAM wind speeds. The RMSE on wind direction between GEM-LAM and the Hybrid methods is 26.36%. The results are similar to the previous results for speed with Local Gradients and GEM-LAM. The improvement is higher at low wind speeds, where directional error is of lower magnitude in the CMOD model. In total, the Hybrid methods were used in only 9 cases. The morning descending orbit of RADARSAT-2 is not well positioned with respect to ASCAT passage in the Hudson Strait region. The 700-km gap between the two ASCAT beams limits significantly the ability to use ASCAT data as direction input in the SAR algorithm, in comparison with QuikSCAT Scatterometer.

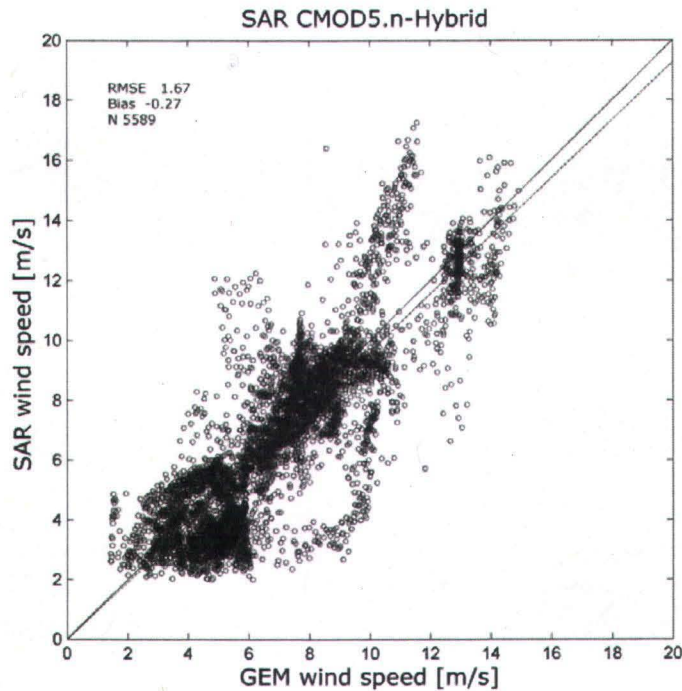


Figure 3.11 Comparison of CMOD5.n against GEM-LAM wind speed, computed with the Hybrid methods.

### 3.3.3 Coastal study

SAR wind speed estimation was also assessed over the coastal region in terms of wind origins (offshore winds versus terrestrial winds). Figure 3.12 represents the results of CMOD5.n using Local Gradients assessed against GEM-LAM wind speed. The RMSE of wind coming from offshore is almost the same as that for results over the entire image, and bias is almost null. This means that most of the coastal perturbations were successfully removed. The results for coastal winds, on the other hand, demonstrate a very high bias of 1.57 m/s and a RMSE of 2.49 m/s. This probably was caused by an increase in breaking waves. At short fetches, the wind wave breaks very frequently, producing intense whitecaps and foam (Kudryavtsev *et al.*, 2007). The non-Bragg contribution, caused by waves breaking at an intermediate incidence angle on the NRCS ( $40^\circ \leq \theta \leq 60^\circ$ ), is less than 20% in VV mode but can reach 50% in HH (Kudryavtsev *et al.*, 2003). From that point of view, VV polarization would be preferable to HH while working near shore. The CMOD model was developed to address offshore winds in well-developed seas. Hasager *et al.* (2005) also noted a greater discrepancy for coastal winds, and pointed to a coastal internal boundary layer transition that initiates a decoupling of the air mass that produces capillarity waves from the air mass measured by masts

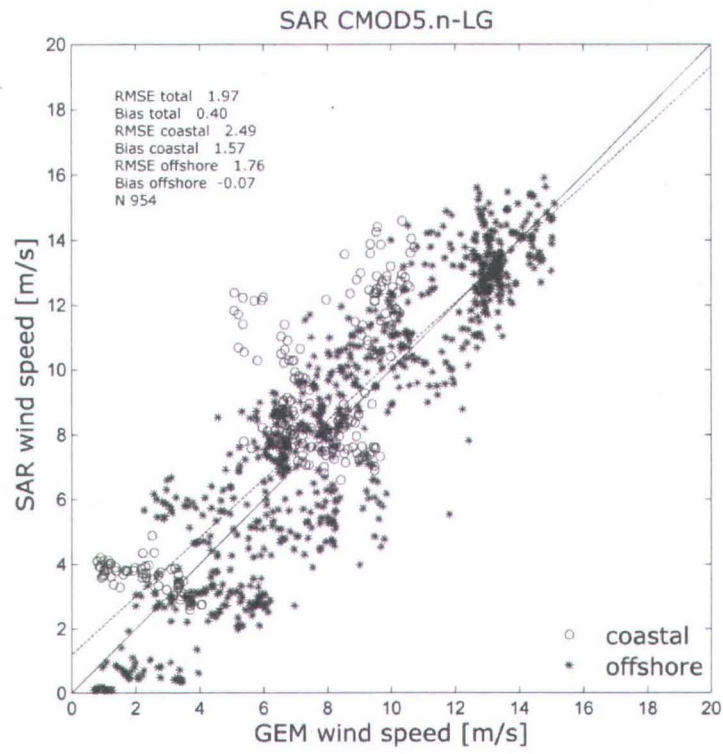


Figure 3.12 Comparison of CMOD5.n computed with Local Gradients against GEM-LAM wind speed, for a zone of 2.5 km along the shoreline.



### 3.4 CONCLUSIONS

CMOD5.n increases the agreement of SAR wind speed with GEM-LAM wind speed consistently. Even in the case of summer acquisition, when stable conditions are more likely to occur, the results of CMOD5.n are superior to those of CMOD5. CMOD5.n seems also to correct part of the bias caused by wind direction. The improvement seen with CMOD5.n is independent of a positive or negative bias. The fact that CMOD5.n performed well in this study, in an Arctic environment, means that this GMF is likely to perform well anywhere else. Stable conditions are more likely to occur in this area, encouraging deviations of wind speed estimated by SAR using the definition of equivalent neutral winds more likely.

Comparison of the three methods of wind direction retrieval showed that the Local Gradients method provides reliable results, with error on the same order of magnitude as that seen in GEM-LAM. The Local Gradients method has high spatial variability in comparison with GEM-LAM, but wind speed computed using that method was reliable in most cases. The case of 2010-12-12 (Figure 1.8) showed that CMOD5 is very sensitive to wind direction, especially at high winds. No error trends were found with wind speed, although the variability of the Local Gradients is higher at low wind speed. The error in SAR wind speeds computed with GEM-LAM directions was caused by features unresolved by the models, such as boundary layer rolls and atmospheric gravity waves. Moreover, in the case of atmospheric fronts, mismatch between SAR acquisition and model simulation time can cause large errors in SAR wind speeds.

The smoothing and controlled interpolation applied in the Local Gradients method must be used carefully in complex terrain. For example, this method would not have been reliable for the study of Bora winds in the Adriatic Sea or the Black Sea (Alpers *et al.*, 2009), where mountainous terrain induces barrier jets and cyclonic gyres. The Hybrid methods should also be used carefully in complex terrain, and additional conditions may need to be added while working near shore. However, SAR data acquired with larger swath modes such as ScanSAR should make it possible to capture collocation with ASCAT wind vectors in more than just 9 out of 17 SAR scenes. To avoid the limitations of ASCAT, the Hybrid methods could also be computed with atmospheric models for users who have access to those data.

With respect to coastal winds, Hasager *et al.* (2005) recommended going on a case by case basis and screening all SAR images to trace the boundary in the coastal zone. We recommend an automatic process to eliminate the coastal perturbation using bathymetry data from SRTM30plus and the Koch (2004) mask. The wind speed error near the shore without the mask was not assessed because it depends on local environmental conditions (the nature of the shoreline will be different from site to site). SAR measurements of the speed of winds coming from the coast are not accurate enough and are subject to a very high bias. Such near-shore data should be used with care.

### **3.5 ACKNOWLEDGEMENTS**

The authors are grateful to Vladimir Zabeline and Shahid Khurshid of Environment Canada for providing the GEM-LAM atmospheric model. Special thanks to Rick Danielson for discussion of  $n(\theta)$  parameters. The authors thank WesNET NSERC for funding the study.



## 4. RÉFÉRENCES

- Alpers W, Ivanov A & Horstmann J (2009) Observations of Bora Events over the Adriatic Sea and Black Sea by Spaceborne Synthetic Aperture Radar. *Monthly Weather Review* 137(3):1150-1161.  
Doi: 10.1175/2008mwr2563.1
- AWEA (2011) *Offshore Wind.*, <http://www.awea.org/learnabout/offshore/index.cfm> (Consulté le 14 juillet, 2011)
- Barthelmie RJ (1999) The effects of atmospheric stability on coastal wind climates. *Meteorol. Appl.* 6(1):39-47.  
Doi: 10.1017/S1350482799000961
- Barthelmie RJ & Pryor SC (2003) Can satellite sampling of offshore wind speeds realistically represent wind speed distributions? *J. Appl. Meteorol.* 42(1):83-94.  
Doi: 10.1175/1520-0450(2003)042<0083:CSSOOW>2.0.CO;2
- Beaucage P (2008) *Évaluation des vents de surface en milieu côtier à partir de l'imagerie satellite Radar à synthèse d'ouverture et d'un modèle de prévision météorologique.* Thèse de doctorat (Université du Québec, Montreal). 194 p
- Beaucage P, Bernier M, Lafrance G & Choisnard J (2008) Regional Mapping of the Offshore Wind Resource: Towards a Significant Contribution From Space-Borne Synthetic Aperture Radars. *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Observ. Remote Sens.* 1(1):48-56.  
Doi: 10.1109/jstars.2008.2001760
- Beaucage P, Glazer A, Choisnard J, Yu W, Bernier M, Benoit R & Lafrance G (2007) Wind assessment in a coastal environment using synthetic aperture radar satellite imagery and a numerical weather prediction model. *Can. J. Remote Sens.* 33(5):368-377.
- Beaucage P, Lafrance G, Choisnard J & Bernier M (2010) A new strategic sampling for offshore wind assessment using radar satellite images. *Accepted for publication in the Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*  
Doi: 10.1016/j.jweia.2010.10.005
- Ben Ticha M (2007) *Fusion de données satellitaires pour la cartographie du potentiel éolien Offshore.* PHD (École des mines de Paris, Paris). 140 p
- Bergeron T, Bernier M, Chokmani K, Lafrance G, Beaucage P & Lessard-Fontaine A (2011) Wind speed estimation using Polarimetric Radarsat-2 images: Finding the best polarization and polarization ratio. *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Observ. Remote Sens.* accepted for publication.
- Blackwell R (2008) *Canada slow to turn to offshore wind.*, <http://www.windaction.org/news/15550> (Consulté le 14 juillet, 2011)
- Breton S-P & Moe G (2009) Status, plans and technologies for offshore wind turbines in Europe and North America. *Renewable Energy* 34(3):646-654.  
Doi: 10.1016/j.renene.2008.05.040

- Choisnard J (2004) *Cartographie du vent en région côtière par images RSO (Radar à synthèse d'ouverture) de RADARSAT-1:cas du golfe du Saint-Laurent*. Thèse de doctorat (Université du Québec, Montréal). 210 p
- Choisnard J, Bernier M & Lafrance G (2004) Mapping of the winds in the Gulf of St. Lawrence using RADARSAT-1 images. *Can. J. Remote Sens.* 30(4):604-616.
- Christiansen MB (2006) *Wind energy applications of synthetic aperture radar*. PHD (copenhague, Roskilde). 54 p(Consulté le november 2006)
- Christiansen MB, Koch W, Horstmann J, Hasager CB & Nielsen M (2006) Wind resource assessment from C-band SAR. *Remote Sens. Environ.* 105(1):68-81.  
Doi: 10.1016/j.rse.2006.06.005
- Danielson RE, Dowd M & Ritchie H (2008) Objective analysis of marine winds with the benefit of the Radarsat-1 synthetic aperture radar: A nonlinear regression framework. *J. Geophys. Res.-Oceans* 113(C5):15.  
Doi: C0501910.1029/2007jc004413
- Danielson RE, Fillion L & Ritchie H (2010) Assimilation of marine wind information in operational 3d-Var analyses and forecast. in *3rd RADARSAT-2 Workshop* (Canadian Space Agency, St-Hubert).
- Dankert H, Horstmann J & Rosenthal W (2003) Ocean wind fields retrieved from radar-image sequences. *J. Geophys. Res* 108(C11):3352.  
Doi: 10.1029/2003JC002056
- Du Y, Vachon PW & Wolfe J (2002) Wind direction estimation from SAR images of the ocean using wavelet analysis. *Can. J. Remote Sens.* 28(3):498-509.
- Ebuchi N, Graber HC & Caruso MJ (2002) Evaluation of wind vectors observed by QuikSCAT/SeaWinds using ocean buoy data. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 19(12):2049-2062.  
Doi: 10.1175/1520-0426(2002)019<2049:EOWWOB>2.0.CO;2
- EWEA (2009) Business leaders demand urgent political action on offshore wind energy.), [http://www.ewea.org/fileadmin/ewea\\_documents/documents/press\\_releases/2009/EOW\\_2009\\_PR\\_Day\\_3.pdf](http://www.ewea.org/fileadmin/ewea_documents/documents/press_releases/2009/EOW_2009_PR_Day_3.pdf) (Consulté le 14 juillet,2011)
- Fisher CM, Young GS, Winstead NS & Haqq-Misra JD (2008) Comparison of synthetic aperture radar-derived wind speeds with buoy wind speeds along the mountainous Alaskan coast. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 47(5):1365-1376.  
Doi: 10.1175/2007jamc1716.1
- Furevik BR, Johannessen OM & Sandvik AD (2002) SAR-retrieved wind in polar regions - Comparison with in situ data and atmospheric model output. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 40(8):1720-1732.  
Doi: 10.1109/tgrs.2002.802509
- Hasager CB, Nielsen M, Astrup P, Barthelmie R, Dellwik E, Jensen NO, Jorgensen BH, Pryor SC, Rathmann O & Furevik BR (2005) Offshore resource estimation from satellite SAR wind field maps. *Wind Energy* 8(4):403-419.  
Doi: 10.1002/we.150

- Hasager CB, Pena A, Christiansen MB, Astrup P, Nielsen M, Monaldo F, Thompson D & Nielsen P (2008) Remote Sensing Observation Used in Offshore Wind Energy. *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Observ. Remote Sens.* 1(1):67-79.  
Doi: 10.1109/jstars.2008.2002218
- Hauser D, Podvin T, Dechambre M, Caudal G, Mouche A & Dalozé J (2003) Polarimetric measurements over the sea-surface with the airborne STORM radar in the context of the geophysical validation of the ENVISAT ASAR. *Proc.PolinSar 2003*. (Frascati, Italy)
- He YJ, Perrie W, Zou QP & Vachon PW (2005) A new wind vector algorithm for C-band SAR. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 43(7):1453-1458.  
Doi: 10.1109/tgrs.2005.848411
- Hersbach H (2008) *CMOD5. N: A C-band geophysical model function for equivalent neutral wind*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts,
- Hersbach H, Stoffelen A & de Haan S (2007) An improved C-band scatterometer ocean geophysical model function: CMOD5. *J. Geophys. Res.-Oceans* 112(C3):18.  
Doi: C0300610.1029/2006jc003743
- Holt B (2004) SAR imaging of the ocean surface. *Synthetic aperture radar marine user's manual*, US Department of Commerce and NOAA., Washington DC. p 25–81.
- Horstmann J & Koch W (2005) Measurement of ocean surface winds using synthetic aperture radars. *IEEE Journal of Oceanic Engineering* 30(3):508.  
Doi: 10.1109/JOE.2005.857514
- Horstmann J, Koch W, Lehner S & Tonboe R (2000) Wind retrieval over the ocean using synthetic aperture radar with C-band HH polarization. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 38(5):2122-2131.  
Doi: 10.1109/36.868871
- Hwang PA, Zhang BA, Toporkov JV & Perrie W (2010) Comparison of composite Bragg theory and quad-polarization radar backscatter from RADARSAT-2: With applications to wave breaking and high wind retrieval. *J. Geophys. Res.-Oceans* 115:12.  
Doi: C0801910.1029/2009jc005995
- Jensen JR (2005) *Introductory digital image processing: A remote sensing perspective*. Pearson prentice Hall, Upper saddle river, NJ, third
- JPL (2001) *Seawinds on Quikscat level 3 daily, gridded ocean wind vectors guide document (version 1.1)*. Jet propulsion laboratory, Pasadena, California), [podaac.jpl.nasa.gov/quikscat/qscat\\_doc.html](http://podaac.jpl.nasa.gov/quikscat/qscat_doc.html) (Consulté le September 15)
- Kara AB, Wallcraft AJ & Bourassa MA (2008) Air-sea stability effects on the 10 m winds over the global ocean: Evaluations of air-sea flux algorithms. *J. Geophys. Res.-Oceans* 113(C4):14.  
Doi: C0400910.1029/2007jc004324
- Kim D & Moon W (2002) Estimation of sea surface wind vector using RADARSAT data. *Remote Sens. Environ.* 80(1):55-64.  
Doi: 10.1016/S0034-4257(01)00267

- Koch W (2004) Directional analysis of SAR images aiming at wind direction. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 42(4):702-710.  
Doi: 10.1109/tgrs.2003.81881
- Koch W & Feser F (2006) Relationship between SAR-derived wind vectors and wind at 10-m height represented by a mesoscale model. *Monthly Weather Review* 134(5):1505-1517.  
Doi: 10.1175/MWR3134.1
- Komarov A & Zabeline V (2010) Wind speed retrieval based on Cross-polarization channels. in *3rd RADARSAT-2 Workshop* (Canadian Space Agency, St-Hubert).
- Kudryavtsev V, Hauser D, Caudal G & Chapron B (2003) A semiempirical model of the normalized radar cross section of the sea surface, 2. Radar modulation transfer function. *J. Geophys. Res.-Oceans* 108(C1):16.  
Doi: 805510.1029/2001jc001004
- Kudryavtsev VN & Makin VK (2007) Aerodynamic roughness of the sea surface at high winds. *Boundary-Layer Meteorology* 125(2):289-303.  
Doi: 10.1007/s10546-007-9184-7
- Lessard-Fontaine A (2010) *Estimation du potentiel Éolien en haute mer et en région côtière par l'utilisation conjointe de données satellitaires, d'un radar à synthèse d'ouverture et d'un diffusiomètre*. Mémoire de maîtrise (Université du Québec, Québec). 117 p
- Lessard-Fontaine A, Bergeron T, Bernier M, Chokmani K & Lafrance G (2010) *Prince Edward Island Wind assessment: Demonstrating the potential of SAR for sites classification*. Université du Québec, Québec. 43 p
- Levy G & Brown R (1998) Detecting planetary boundary layer rolls from SAR. *Remote Sensing of the Pacific Ocean from Satellites*:128-134.
- Liu WT, Tang W, Laboratory JP, Aeronautics USN & Administration S (1996) *Equivalent neutral wind*. National Aeronautics and Space Administration, Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology,
- Monaldo F (2000) The Alaska SAR demonstration and near-real-time synthetic aperture radar winds. *Johns Hopkins APL Technical Digest* 21(1):75-79.
- Monaldo FM, Thompson DR, Beal RC, Pichel WG & Clemente-Colon P (2001) Comparison of SAR-derived wind speed with model predictions and ocean buoy measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 39(12):2587-2600.  
Doi: 10.1109/36.974994
- Monaldo FM, Thompson DR, Pichel WG & Clemente-Colon P (2004) A systematic comparison of QuikSCAT and SAR ocean surface wind speeds. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 42(2):283-291.  
Doi: 10.1109/tgrs.2003.817213
- Mouche A, Hauser D & Kudryavtsev V (2006) Radar scattering of the ocean surface and sea-roughness properties: A combined analysis from dual-polarizations airborne radar observations and models in C band. *J. Geophys. Res* 111(C4).  
Doi: 10.1029/2005JC003166

- Mouche AA (2005) *Apport de la double polarisation pour l'étude expérimentale et théorique de la section efficace radar de la surface océanique*. Thèse de doctorat (Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines, Versailles).
- Mouche AA, Hauser D, Dalozé JF & Guerin C (2005) Dual-polarization measurements at C-band over the ocean: Results from airborne radar observations and comparison with ENVISAT ASAR data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 43(4):753-769.  
Doi: 10.1109/tgrs.2005.843951
- Neil L, Saper R, Lange O & Vachon P (2006) Operational utilization of SAR derived winds for forecast operations at the Pacific storm prediction centre. *Proceedings OceanSAR*. 11 p.
- Ricard B (2005) *Relations statistiques entre les mesures de vent in situ et les estimations de vent en région côtière obtenus par imagerie RSO de RADARSAT-1*. M.Sc (Université du Québec, Québec).
- Ricard B, Bernier M & Lafrance G (2006) Statistical relations between the measurements of wind in situ and the estimations of winds in a coastal region obtained by the RSO imagery of RADARSAT-1. *Can. J. Remote Sens.* 32(2):65-73.
- Sandwell D (1987) Biharmonic spline interpolation of GEOS-3 and SEASAT altimeter data. *Geophys. Res. Lett.* 14(2):139-142.  
Doi: doi:10.1029/GL014i002p00139
- Sempreviva A, Barthelme R & Pryor S (2008) Review of Methodologies for Offshore Wind Resource Assessment in European Seas. *Surveys in Geophysics* 29(6):471-497.  
Doi: 10.1007/s10712-008-9050-2
- Signell R, Chiggiato J, Horstmann J, Doyle J, Pullen J & Askari F (2010) High-resolution mapping of Bora winds in the northern Adriatic Sea using synthetic aperture radar. *Journal of Geophysical Research* 115(C4):C04020.  
Doi: 10.1029/2009JC005524
- Sikora T & Ufermann S (2004). Marine Atmospheric Boundary Layer Cellular Convection and Longitudinal Roll Vortices. *SAR Marine Users Manual*, US Department of Commerce and NOAA., Washington DC. p 321-330.
- Suchail JL, Buck C, Guijarro J & Torres R (1999) The Envisat-1 Advanced Synthetic Aperture Radar instrument. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1999. IGARSS '99 Proceedings. IEEE 1999 International*. 1999), p 1441-1443 vol.1442.
- Thompson DR, Elfouhaily TM & Chapron B (1998) Polarization ratio for microwave backscattering from the ocean surface at low to moderate incidence angles. (Seattle, IEEE IGARSS, p 1671-1673 vol. 1673.
- Touzi R, Vachon PW & Wolfe J (2011) Requirement on Antenna Cross-Polarization Isolation for the Operational Use of C-Band SAR Constellations in Maritime Surveillance. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 7(4):861-865.  
Doi: 10.1109/lgrs.2010.2053835
- Vachon PW, Wolfe J & Du Y (2007) Wavelet Analysis for RADARSAT Exploitation. R&D (Ottawa).

- Vachon PW & Dobson FW (2000) Wind retrieval from RADARSAT SAR images: Selection of a suitable C-band HH polarization wind retrieval model: ADRO papers. *Can. J. Remote Sens.* 26(4):306-313.
- Vachon PW & Wolfe J (2011) C-Band Cross-Polarization Wind Speed Retrieval. *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE* (99):456-459.  
Doi: 10.1109/LGRS.2010.2085417
- Vachon PW, Wolfe J & Hawkins RK (2004) Comparison of C-band wind retrieval model functions with airborne multi polarization SAR data. *Can. J. Remote Sens.* 30(3):462-469.
- Valenzuela GR (1978) Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves—A review. *Boundary-Layer Meteorology* 13(1):61-85.  
Doi: 10.1007/BF00913863
- Verhoef A & Stoffelen A (2009) Validation of ASCAT 12.5-km winds. *Ocean and Sea Ice SAF Technical Note SAF/OSI/CDOP/KNMI/TEC/RP/147*, Feb.